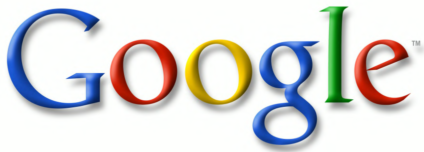







600045926W



LE NÉVÉ DE JUSTEDAL ET SES GLACIERS

PAR

C. DE SEUE,

ADJOINT A L'INSTITUT MÉTÉOROLOGIQUE DE L'UNIVERSITÉ ROYALE DE CHRISTIANIA.

PROGRAMME DE L'UNIVERSITÉ DU SECOND SEMESTRE 1870.

PUBLIÉ PAR LES SOINS DU SÉNAT ACADÉMIQUE

PAR

S. A. SEXE,

PROFESSEUR.

AVEC UNE CARTE, 9 PHOTOGRAPHIES ET UNE PLANCHE LITHOGRAPHIÉE.

CHRISTIANIA.

IMPRIMERIE DE H. J. JENSEN.

1870.

Tidligere af Professor Sexe udgivne Programmer:

1864: Om Snebræen Folgefon. Med et Kart og nogle i Texten indtagne Træsnit. 36 Pag. 4to;

1866: Mærker efter en Iistid i Omegnen af Hardangerfjorden. Med et Kart og nogle i Texten indtagne Træsnit. 34 Pag. 4to;

1869: Le glacier de Boium en Juillet 1868. Avec gravures sur bois. 40 Pag. 4to.

LE NÉVÉ DE JUSTEDAL ET SES GLACIERS

PAR

C. DE SEUE,

ADJOINT A L'INSTITUT MÉTÉOROLOGIQUE DE L'UNIVERSITÉ ROYALE DE CHRISTIANIA.



PROGRAMME DE L'UNIVERSITÉ DU SECOND SEMESTRE 1870.

PUBLIÉ PAR LES SOINS DU SÉNAT ACADÉMIQUE

PAR

S. A. SEXE,

PROFESSEUR.



AVEC UNE CARTE, 9 PHOTOGRAPHIES ET UNE PLANCHE LITHOGRAPHIÉE.

CHRISTIANIA.

IMPRIMERIE DE H. J. JENSEN.

1870.

Cet ouvrage présente le résultat des observations, que j'ai faites dans les voyages scientifiques, entrepris avec l'assistance généreuse de l'Université de Christiania pendant les étés de 1867, 1868 et 1869. La première idée de ces excursions glaciaires m'a été inspirée par l'intéressant exposé, qu'a fait Mr. le professeur Sexe de ses observations et de celles des glacialistes des temps passés et j'ai enfin voulu connaître par moi même ces phénomènes grandioses, dont j'avais étudié les effets. En 1864 j'avais en effet profité de mes vacances d'été pour visiter la vallée de Justedal, afin de pouvoir juger de plus près quelques uns des glaciers les plus considérables de notre pays, et ce fut après ce voyage que la pensée s'est peu à peu formée dans mon ésprit de contribuer aussi par moi même à faire connaître la richesse inépuissable de notre pays sous ce rapport. Je confiais d'abord mes projets à Mr. le professeur Sexe qui m'approuva de toutes ses forces. Le Sénat de l'Université de Christiania m'a alors secouru en m'accordant les sommes disponibles du legs institué par Mr. le professeur Rathke et des „Stipendia“ scientifiques ordinaires et en me procurant de plus un instrument photographique, qui m'a depuis constamment suivi dans mes excursions glaciaires. Pour examiner du reste le glacier de Justedal et ses alentours dans tous ses détails il aurait fallu beaucoup plus de temps et de travail que je n'avais alors à ma disposition. C'est pourquoi j'ai été réduit à donner une description assez rapide des traits les plus essentiels ou pour mieux dire les plus caractéristiques du névé et de ses glaciers de premier ordre, avec les traces les plus importantes d'une ancienne époque glaciaire passée. Enfin j'ai aussi essayé de donner un résumé de la portée du névé sous point de vue météorologique.

Je profite de cette occasion pour exprimer la sincère reconnaissance, dont je suis pénétré envers mes deux assistants: *Hans Andersen Tufte* et *Christopher Nummedal*, qui m'ont suivi presque partout, en partageant fidèlement avec moi et les périls et les fatigues des ces excursions glaciaires. Je remplis aussi un cher devoir

en remerciant Mr. le lieutenant Lorange, dont les connaissances locales m'ont été excessivement profitables et au travail assidu duquel je dois en effet la partie la plus difficile de la carte ajoutée á cet ouvrage. Parmi les autres personnes, qui de différentes manières m'ont secouru il faut d'abord citer le directeur du bureau topographique Mr. le lieutenant colonel Broch, qui avec sa bienveillance ordinaire m'a assisté de ses conseils et de sa main.

C. de Seue.

Le grand névé de Justedal repose sur un haut plateau, la limite naturelle entre les contrées inférieures et moyennes de Sogn d'un côté et le Nordfjord & le Söndfjord de l'autre. Vers le NE ce massif montagneux va se perdre sans interruption visible dans la chaine de montagnes qui tout en séparant les contrées du diocèse de Bergen de celle de Hamar et en envoyant des ramifications parfois considérables vers les deux côtés, s'étend jusqu'au Sognefjord près de „Vadeim."

La chaine principale se dirige conséquemment de NE au SO. Sa longueur est d'environ 140 kilomètres sur une largeur de 10 à 35 kilomètres. La moyenne de la hauteur qui va en croissant de SO au NE peut être évaluée de 1400 à 1650 mètres au dessus du niveau de la mer. Les sommets culminants sont: *Le Lodalskâbe* (haut de 2076m.). *St. Cæciliekronen* dans l'Olden (altitude de 1950m.) *Suphellenipa* situé environ vers le milieu du névé (altitude de 1720m.) et *Gottop-hesten* du côté de l'O du fond de la vallée de Vetlefjord (haut de 1710m.).

Il s'y trouve en outre beaucoup de crêtes de montagnes qui s'élèvent jusqu'à une hauteur de plus de 1500m.. Sur un seul point il existe cependant une dépression remarquable dans la croupe de montagne entre le Sværefjord dans le Sogn et la vallée „Viksdalen" dans le Søndfjord. Ici la montagne descend par le „Sværeskar" (le defilé de „Sværen") jusqu'à l'altitude de 627m.. Dans les ramifications d'une hauteur moins considérable qui se détachent de la chaine principale on voit au contraire beaucoup d'enfoncements, souvent des plus profonds, dont les plus importantes sont les vallées *Våtedalen* et *Forsurddalen* qui toutes les deux percent le massif de la montagne vers le N entre le Söndfjord et le Nordfjord. Les points les plus élevés de ces deux vallées sont de 210m.. Entre les contrées de Jölster et de Haukedalen l'enfoncement s'appelle „Skrutlingerne". dont les sommets culminants atteignent une hauteur de 900m.. Entre les contrées de Fjærland et de Veitestrand il-y-a encore une autre dépression dans la montagne, savoir le Veitestrandskar, dont le point le plus élevé est de 850m..

Cette partie de la montagne ne se présente pas sous les apparences ordinaires des montagnes Scandinaves. Car tandis que ces montagnes se présentent ordinairement sous la forme de plateaux, les formes alpestres sont les prédominantes dans cette partie de la montagne. Certainement il n'est pas rare de rencontrer sur le dos de la chaine principale ainsi que sur le haut des ramifications des parties d'une surface plate et unie, mais les masses de neige qui s'entassent de préférence dans les enfoncements et les profondeurs du terrain ont eu soin d'en niveler et d'en aplanir la superficie, et du reste les parties aplaties sont trop restreintes pour changer en rien le caractère commun du terrain en question.

Il y a ici une alternation de hauteurs et de vallées qui se succèdent dans une série non interrompue. Aussi l'arpenteur et le touriste ne trouveront-ils pas aisément dans ce pays un terrain plus difficile.

Règle générale, la nature alpine est prédominante, mais plus on avance dans la direction de l'E plus cette nature, quoique ne disparaissant pas tout à fait, s'éfface devant ces vastes plateaux, qui est le caractéristique de la physionomie du pays prise en gros. Ce n'est que lorsqu'on est arrivé du côté de l'E de Justedal, que ce caractère alpin cède complètement le pas aux plateaux dont les crêtes de montagnes s'érigent en bornes distinctives.

Relativement à la géognosie ce terrain ne se distingue nullement des autres parties de notre pays. La matière en est presque uniquement composée de chistes cristallines. Le gneis est le plus ordinaire, ensuite les micaschistes et le quartzite schisteux, surtout dans la partie SE. Des schistes talqueux se trouvent dans la roche entre les contrées d'Utvik et de Gloppen, mais il arrive du reste que la matière rocheuse soit formée de granit. Quant aux minéraux intercalés on ne trouvera peutêtre que ceux, qui sont

communs dans cette espèce de roche. Des filons quartzeux et feldspatiques s'y trouvent toujours en grand nombre.

Le névé de Justedal, proprement dit, c'est à dire les champs de neige non interrompus, prennent leur naissance vers le NE de Lodalskåben et se terminent au SE par le Skarvedalsbræ, nevé qui descend vers le fond de la vallée de Viksdalen dans le Söndfjord. Elles couvrent ainsi en longueur une étendue de 70 kilomètres. La largeur en est très différente; ainsi tandisque la distance qui sépare le *Boiumdal* en *Fjærland* du *Lundedal* en *Jølster* est de 6 kilomètres, elle est de 13 kilomètres entre le Suphelledal dans le Fjærland et la vallée appelée Stardalen dans le Jølster.

La superficie en est (les courants glaciaires compris) de 900 kilomètres carrés ou à peu près. On pourrait évaluer la surface des masses de neige et de glace éternelle séparées du glacier principal à 600 kilomètres carrés.

Tout compris le névé de Justedal avec ses postes avancées forme ainsi un champ de glace et de neige d'une étendue d'environ 1500 kilomètres carrés.

Il est impossible de déterminer d'une manière précise la puissance des masses de neige qui s'y trouvent; seulement il est certain que ces masses sont d'une puissance absolument différente, ce qu'on doit présumer en regardant les protubérances rocheuses dégarnies et nues qui bien souvent s'élèvent au milieu de ce champ de neige et aux environs desquels la puissance doit être plus ou moins grande rélativement à l'escarpement plus ou moins prononcé de ces saillies. On ne trouve de crevasses qui percent toute cette masse de neige jusqu'au fond, que dans le voisinage des roches nues qui s'élèvent du névé; mais selon moi la puissance de la masse de neige qui entoure ces crevasses n'est jamais bien grande; elle ne surpasse peutêtre jamais 8$^{m.}$ et elle diffère ainsi beaucoup de la moyenne de la puissance. Les crevasses un peu plus considérables au contraire, dont la plus profonde a été trouvée de 26.$^{m.}$35, ne vont jamais jusqu'au fond, d'après ce que j'ai pu observer au moyen du plomb et du regard, et les crevasses ne peuvent ainsi servir à donner une mesure précise de la puissance, d'autant plus qu'on ne les trouvent que dans de certaines localités et qu'il faut de certains accidents de terrain pour les provoquer.

On doit supposer que le fond rocheux du névé a gardé la surface fortement sillonnée si commune dans ces contrées, ce qu'on doit en effet présumer d'avance. Celui qui, en traversant le névé a pu remarquer comment les vallées grimpent pour ainsi dire jusqu'au dos même des montagnes, et qui a pu observer la forme fortement arrondie du névé, est involontairement porté à juger que la puissance doit en être parfois très grande, s'étendant même en plusieurs endroits jusqu'à environ 100$^{m.}$. Il-y-a d'autres endroits où la puissance doit être bien moins grande, surtout aux parties proéminentes. Supposé que la puissance moyenne en ces lieux ne soit grande que de quelques mètres seulement on doit néanmoins avec quelque vraisemblance évaluer la puissance moyenne de tout le névé à 50$^{m.}$ où à peu près tout en admettant une puissance qui va en s'augmentant peu à peu et d'une manière égale depuis les élévations jusqu'aux profondeurs. La puissance des ramifications moins considérables qu'envoie le champ de neige principal, quoique moins grande, doit malgré cela être assez considérable.

Pris en gros le névé se présente sous la forme d'un toit, dont l'inclinaison dans la direction de NO est à la fois plus escarpée et plus courte que celle du côté du SE. Vu en détail le névé présente le plus souvent une surface bien inégale, où des proéminences s'élevant en forme de dos et de protubérances arrondies alternent continuellement avec des enfoncements en forme de vallées et de chaudières. Sur un seul endroit la surface du champ de neige se présente sous la forme d'une plaine, proprement dite, savoir du côté du NE du pays haut, d'où Suphellenipa élève son sommet nu. Ici l'inclinaison dans un éspace de 9 kilomtr. carrés est à peu près insensible. Les pentes, même au milieu du névé, sont au contraire ordinairement bien prononcées et se changent parfois en précipices escarpés, où la roche nue se présente. L'inégalité de la surface n'est cependant pas partout la même. Elle est plus grande dans les parties du SO que dans celles du NE. On doit surtout quant à cela considérer „Kvitevardene“ entre Boiumdal et Lundedal comme le point de départ. On se trouve içi sur les limites de deux parties d'un extérieur bien différent. Si l'on regarde du côté du SO, le névé offre l'aspect d'une plaine assez étroite, hérissée de nombreuses monticules, si l'on se tourne au contraire du côté du NE, l'aspect en est bien différent. Le champ de neige s'élargit visiblement et tout en s'élevant avec des pentes moins rapides, il s'incline moins fortement; en somme on éprouve l'impression que c'est enfin là que commence la véritable plaine de neige. Ce qui ajoute encore à cette impression c'est que l'horizon est partout coupé par des élévations presque entièrement couvertes de neige.

La neige est entièrement d'une structure grenue. On n'en trouve pas de forme cristalline, excepté immédiatement après la chûte des neiges. Pendant

le temps froid la structure cristalline se conserve naturellement plus longtemps. Les grains, dont est composée la neige, sont de différentes grandeurs mais ne se constituent peutêtre pas d'après des règles sûres. Cette neige grenue (Firn) offre en général l'aspect d'une surface plaine et unie. Ce n'est que dans des dépressions en forme de vallons, où l'inclinaison est très faible, que j'ai vu la plaine de neige remplie d'enfoncements en forme de puisettes, dont le diamètre était d'environ 0,m.3 et dont la profondeur allait jusqu'à 8 ctmtr. ou à peu près. Le neige présentait à de tels endroits une superficie boueuse surtout sur le bord des profondeurs.

Là où de grandes crevasses percent la masse de neige on aperçoit souvent des couches, dont l'épaisseur diffère de quelques décimètres à quelques mètres, et qui se distinguent entre elles par l'aspect plus ou moins glacial, sous lequel elles se présentent. Le plus souvent les couches augmentent en consistance, se solidifiant proportionellement à la profondeur croissante, mais il n'est pas sans exemple, qu'une couche superposée puisse être transformée plus complètement en glace que la couche immédiatement sousjacente. Cela est probablement dû à des circonstances différentes qui accompagnent les chûtes de neige. Une couche de neige qui tombe sous une température plus élevée et qui par conséquent est fortement imbibée d'eau, doit apparemment se transformer en glace avec plus de facilité qu'une couche de neige plus sèche.

La consistance de la surface est tout à fait différente et parfaitement capable de se changer en peu de temps, à tel point qu'on peut s'enfoncer jusqu'aux genoux dans la neige là où l'on marchait il-y-a quelques heures sans laisser de traces de ses pas. Sur les parties qui présentent une surface plate et unie la consistance peut varier ostensiblement sur deux endroits entièrement rapprochés. Dans de telles localités le champ de neige prend un aspect tâcheté. Ce n'est cependant pas la boue qui produit cet effet là. Il se peut que la neige se prenne plus complètement en glace sur quelques points que sur d'autres, d'où il résulte que sa faculté de réfléchissement est plus intense là où la surface est le plus glacée. La couleur présente par conséquent de différentes nuances, phénomène qu'on retrouve du reste aussi sur chaque surface horizontale et neigeuse, où la neige a été exposée à des congélations et à des fusions successives.

Ces dépôts boueux qu'on voit parfois sur le névé ne sont pas toujours composés de ce sable fin ni de cette poussière, qu'on peut présumer y être apportée et jetée par les coups de vent. Elle présente parfois les apparences d'un „*humus*“ faiblement répandu. Selon moi il parait le plus raisonnable d'expliquer cette substance comme une matière en état de décomposition, produite soit de la neige rouge soit de la quantité d'insectes qu'on trouve là. Ces insectes se trouvent communement partout sur le névé et sont quelquefois, surtout dans ses extrémités, sur de grandes étendues tellement nombbreux, qu'on ne sait vraiment pas où placer le pied sans risquer de les écraser. Ces insectes restent ordinairement, les membres étendus, un peu enfoncés dans la neige, une grande partie engourdis et sans signe de vie mais il-y-en-a d'autres qui se meuvent, quand on les touche, et quelqu'uns paraîssent assez agiles, cependant on ne peut les forcer à se servir de leurs ailes. Comme on les trouve si fréquemment dans ces régions, ce fait paraît indiquer, qu'on ne doit pas attribuer leurs visites au pur hazard. Quant à la neige rouge les bords du névé en sont bien souvent couverts. Je ne l'ai jamais vue sur les parties supérieures. Le plus souvent je l'ai trouvée sur les nappes de neige ou cônes d'éboulement, qui ont été précipités dans les vallées, où la couche a conservé sa couleur d'un rouge vif jusqu'au mois de septembre, tandis qu'ordinairement dans cette saison elle aurait passé par toutes les nuances jusqu'à la couleur noire. La couleur rouge ne pénètre généralement qu'à une profondeur de 0.m.3 et peut souvent s'étendre sur un assez vaste espace. La neige rouge ne semble pas d'une égale abondance tous les ans. Mr. le lieutenant Lorange qui en qualité d'arpenteur a beaucoup fréquenté le névé et ses alentours, a cru observer, que la neige rouge pourrait bien être dûe à un tissu rouge, qu'on trouve sur l'écorce des bouleaux. En examinant un morceau de l'écorce en question j'ai pu constater, que la matière rouge était composée d'une substance grenelée, enveloppée dans un tissu achromatique, formé de cellules circulaires. La grandeur des cellules variaient entre 0.mm.0065 et 0.mm.0109.

Aux extrémités du névé les crevasses sont très communes. Là où l'on doit avec raison soupçonner de grands changements d'inclinaison du lit, les crevasses sont très irrégulières, mais en d'autres endroits elles sont rangées en système. Les crevasses qui peuvent se classifier d'après des règles fixes se présentent:

1°. Sur des pentes d'une inclinaison moyenne. Ces crevasses sont d'une direction rectiligne.

2°. Au travers des vallées. Ces crevasses décrivent une courbe, la convexité tournée en

haut. J'en ai vu un exemple magnifique dans une vallèe d'une faible inclinaison, qui forme la continuation en amont du lit du glacier de Suphelle. Ici non seulement toutes les crevasses, à l'exception d'une seule, étaient de la dite forme, mais elles étaient aussi presque toujours d'une distance à peu près égale.

3º. Sur les parties inférieures des pentes saillantes. Ici les crevasses étaient très nombreuses et plusieurs allaient de haut en bas, mais elles n'étaient cependant pas si régulières que les deux classes précédentes. Les masses de neige paraissaient d'une puissance moins grande mais s'approchant plus de la consistance glaciale. Il est probable, que les vents contribuent ici de beaucoup à balayer la couche légère de neige, qui couvre la surface.

La dernière classe de crevasses forme la transition aux crevasses irrégulières. Ici je n'ommettrai pas un cas particulier, qui, bien qu'il ne soit sans une certaine régularité ne saurait être mis parmi les classifications précédentes, à cause de sa rareté. Il-y-avait dans la vallée mentionnée dans le nº 2, au dessus du glacier de Suphelle un point, où évidemment une partie de la masse de neige s'était affaisée de quelques mètres au dessous des masses environnantes, dont elle était séparée par quelques crevasses en courbe, qui décrivaient ensemble un cercle assez régulier. La partie enfoncée qui en s'affaissant était crevée en plusieurs endroits était d'un diamètre d'environ 20m. J'ai eu l'occasion d'observer des cas pareils quoique de moins d'importance; mais ce fait me semble surtout intéressant, parce qu'il démontre, qu'il-y-a aussi de grandes cavités au dessous des névés. Parmi les crevasses irrégulières il faut aussi compter celles qu'on trouve quelquefois sur les sommets du névé. Ces crevasses sont très longues, mais il parait, qu'elles n'ont pas de direction marquée, et elles sont tellement étroites, qu'on ne saurait y introduire seulement la lame d'un couteau. Ainsi il est impossible d'en fixer la profondeur, mais leur longue étendue fait présumer, que ces fissures pénètrent bien profondement dans le névé.

Parmi les crevasses régulières les ci-dessus mentionnées sous les nº 1 et 2 sont les plus longues, les plus larges et les plus profondes. Je les ai vues de la longueur d'environ 600m., d'une largeur à la surface de 2m.5, et un peu plus bas elles ont été larges de 3 à 4m. La plus grande profondeur a été de 26m.35. Ordinairement la profondeur varie entre 12 et 22m. Les bords des crevasses ne sont jamais arrondis. Souvent les crevasses, surtout celles mentionnées sous le nº 2, sont composées de plusieurs déchirures. Il parait, que le névé, en se déchirant, se présente sous les mêmes apparences qu'un morceau de bois fendu par une hache: les deux morceaux de bois tiennent l'un à l'autre par des échardes, qui vont au travers de la fente et qui en forment les attaches. Sur le névé les attaches, qui correspondent aux échardes du morceau de bois, sont très courtes et ne forment pas d'angles bien aigus avec les bords des crevasses, mais la ressemblance est malgré cela frappante.

La forme arquée déjà mentionnée, transversale à l'axe de la vallée, indique, que la formation des crevasses est dûe à un affaissement d'une partie de la neige qui se détache des masses environnantes. S'imagine-t-on un plan horizontal, transversant les pentes d'une vallée à terrains inclinés, ce plan coupera le fond de la vallée et les côtés en une ligne courbée la convexitée tournée en haut. Tous les points sur le côté concave de cette ligne se trouveront au dessous de ceux du côté convexe. Une partie de la masse de neige perdrait-elle son point d'appui sur un point quelconque sous l'influence d'une ablation souterraine, elle s'affaisera-et-elle entrainera plus facilement dans sa chute la masse qui se trouve au dessous de cette ligne que celle du dessus. Il se produira alors une tension sur cette ligne; si la tension devient assez forte il-y-aura une rupture parallèle à la ligne. Celle ci étant dans un plan horizontal, si le névé est d'une épaisseur à peu près égale, les bords de la crevasse ainsi formée appartiendront au même plan horizontal, ce qui en effet arrive aussi.

Les points auxquels le névé de Justedal ou les névés voisins en de différents endroits descendent sont ceux qui suivent:

Dans		*Essfjordbotnen*	vers le	SE	à 1278m.	au dessus de	la mer.
—	la vallée de	*Vetlefjord*	—	E	- 1124 -	—	—
—	—	*Boium*	—	E	- 776 -	—	—
—	—	*Langedal*	—	SE	- 1055 -	—	—
—	—	*Tunsbergdal*	—	O	- 1434 -	—	—
—	—	*Justedal*	—	E	- 1460 -	—	—
—	—	*Lodal*	—	O	- 1264 -	—	—
—	—	*Befring*	—	O	- 1119 -	—	—
—	—	*Lundedal*	—	NO	- 898 -	—	—

On voit que ces hauteurs varient excessivement. D'après ce que j'ai pu trouver, je ne suis pas fondé à croire, qu'il-y-a plus d'erreur ici qu'aux mesurages barométriques en général. Les baromètres, dont je me suis servi, ont été examinés avec le plus grand soin à l'Institut météorologique de Christiania par moi même; de temps en temps pendant le voyage ils ont aussi été comparés à des intruments vérifiés. Les hauteurs correspondantes ont été fixés au moyen d'observations, faites aux stations météorologiques de Norvège. La grande variation qui se présente s'expliquera par de différentes circonstances. La limite des neiges éternelles dans un terrain si accidenté et coupé, où les parois des montagnes sont exposées d'une manière si différente aux effets des rayons du soleil et aux humidités, doit nécessairement varier beaucoup, même à des distances assez rapprochées, - variations, qu'on doit juger encore plus grandes, si l'on prend en considération les influences, qu'exercent sous ce rapport l'escarpement plus ou moins prononcé de ces mêmes parois. La masse de neige, qui tombe sur une paroi de montagne, est ordinairement égale à la masse qui aurait dû tomber sur la projection horizontale de la paroi. Plus la paroi s'incline, plus la montagne doit présenter de plan proportionellement à sa projection, d'où il s'ensuit, que plus les parois de la montagne sont escarpées, moins la couche de neige qui couvre la montagne aura d'épaisseur sous des circonstances du reste égales. Si l'escarpement surpasse un certain degré, nous supposons de 45°, la neige ne restera pas jusqu' à la fin de l'automne; il-y-aura des éboulements. Aucune ligne de neige ne coupera des parois si escarpées, et ces sortes de montagnes ne seront donc pas mentionnées ici. Sur nos latitudes, où les rayons solaires diffèrent de beaucoup du perpendiculaire, on doit prétendre, que plus les montagnes sont escarpées, plus les effets du soleil sont grands, supposé que les parois donnent sur le S, et plus les limites de neige sont élevées. La montagne donne-t-elle sur le N, les résultats se présentent en sens inverse. Il-y-a peutêtre aussi une autre circonstance, qui pourrait contribuer à modifier les limites de la neige sur des parois escarpées, à savoir: dans des vallées à parois escarpées les courants d'air passeront en ascendant du fond le long des parois et contribueront pendant son parcours à augmenter la température de bas en haut. Là où les parois des vallées sont moins escarpées, l'influence de ces courants d'air chaud ne se fera pas si fortement sentir. Enfin les rayonnements de chaleur d'une paroi de montagne escarpée seront moindres qu'à une parois à faible inclinaison. Trois des circonstances ici indiquées, à savoir: la quantité moins grande de neige, l'effet plus marqué des courants d'air s'élevant du fond des vallées sur les parois de montagne escarpées, ainssi que le rayonnement moins considérable de celles - là, serviront à expliquer ce, que j'ai constamment trouvé les limites de la neige aux points, où une inclinaison plus forte commencait à devenir plus faible. A ces trois circonstances on doit aussi pour les flancs de montagne qui donnent sur le S ajouter la quatrième, à savoir l'effet plus fortement accentué des rayons solaires sur les parois escarpées.

Le névé de Justedal et quoiqu'à un plus faible degré les névés environnants sont bordés d'une suite contenue de glaciers, dont la puissance semble dépendre de la forme du sol, sur lequel ils reposent. Ordinairement on ne trouve des glaciers de première classe, c'est à dire des glaciers qui descendent jusque dans le fond des vallées, que là où des vallées un peu plus considérables vont se continuer jusqu' à l'intérieur du névé. On reconnait 24 de cette sorte de glaciers autour du névé de Justedal (proprement dit). Le nombre des glaciers de deuxième classe, c'est à dire ceux qui sont suspendus aux flancs des montagnes, se laisse peutêtre compter par centaines, et il se peut, que quant à plusieurs de ces derniers l'on soit, par rapport à leur puissance et à leur élévation peu considérable, porté à douter, si l'on ne doit pas en effet les classer parmi les glaciers de première classe. Ces glaciers sont ordinairement très escarpés et criblés de déchirures. Leur puissance surpasse à peine 20$^{m.}$ et leur largeur est considérable rélativement à leur longueur. Il-y-a cependant plusieurs de ces glaciers, où les crevasses, toujours nombreuses, sont systématiquement rangées, se présentant sous la forme prédominante de crevasses longitudinales ou transversales. Les lits de ces glaciers, dont la puissance pourrait monter jusqu'à 30$^{m.}$, se rapprochent toujours plus de la forme de vallées que ceux des autres, par consequent ils s'étendent aussi longitudinellement sur de plus vastes espaces. Très fréquemment les glaciers de cet ordre sont des glaciers remaniés, qui parfois peuvent obtenir une grandeur assez remarquable, mais dont la puissance ne sera peutêtre jamais ainsi, qu'elle puisse produire une pression assez forte pour transformer la matière, réduite à l'état de poussière par suite d'éboulements, en une masse aussi compacte qu'on la trouve dans les glaciers de première classe. Ces glaciers amènent un amas de débris de sable et de gravier, mais ordinairement les localités ne sont pas de nature à former des moraines

latérales ou terminales; Ils sont en général tellement raides et abrupts que les pierres ne sauraient rester, quand elles ont atteint le bord du glacier; elles roulent sur les pentes et finissent par atteindre le pied de la montagne, où elles forment des entassements. Il-y-en a cependant de ces glaciers où les pierres se sont constituées en moraines très profondes, surtout en moraines latérales, et ces moraines pouront quelques fois rivaliser avec celles qu'on trouve auprès des glaciers de première classe.

Dans le suivant je tâcherai de donner un résumé des glaciers de première classe, et je mentionnerai alors quelques uns de seconde classe.

1. **Le glacier de Vetlefjord.** Ce glacier est encaissé dans le fond de l'étroite vallée de Vetlefjord. Vu de *Gottop-hesten*, situé du côté O de la vallée, ses parties supérieures présentent l'aspect d'une surface unie, mais assez escarpée, qui par un précipice abrupt, sillonné de fentes transversales passe à une pente d'une faible inclinaison, d'où l'extrémité pointue et déchirée du glacier se précipite dans une gorge étroite. Il s'élargit rapidement de bas en haut. Tandisqu'en bas il n'a que 15$^{m.}$ de large, à quelques centaines de mètres plus haut il a environ 300$^{m.}$ de largeur. La longueur est de 2300$^{m.}$ environ, et l'on doit le juger d'une puissance de 30$^{m.}$ L'extrémité de la pente terminale est à 811$^{m.}$ au dessus de la mer. Il est encaissé de montagnes escarpées, d'où en automne il se précipite de grandes masses de neige. Cela joint à sa grande élévation fait, que ce ne sont que les parties terminales du glacier, qui se dépouillent complètement de neige pendant l'été. Étant du reste aussi d'un accès difficile et dangereux il est de peu d'interrêt pour l'étude des phénomènes glaciales. Les moraines latérales du glacier, s'il-y-en a, sont tout à fait couvertes par des avalanches. Il n'-y-a pas une seule moraine terminale proprement dite. Certainement dans le gouffre où repose l'extrémité il-y-a un entassement de pierres, mais en général elles ont été lancées des parois de la montagne située en face du glacier. L'absence de la moraine terminale ordinaire s'explique du reste facilement, quand on regard les localités. Le talus pointu du glacier se précipite, comme il a été indiqué plus haut, dans la gorge étroite de la montagne, à travers de laquelle le grand torrent glaciaire s'élance avec une force tellement irrésistible, qu'il entraine avec lui tous les matériaux rocheux produits par le glacier. A quelques centaines de mètres plus bas, où les eaux échappent de la gorge et sont d'un cours plus tranquille, on trouve de grands entassements de pierres arrondies et de sable, et c'est d'après toute apparence là qu'il faut chercher la moraine terminale. De mémoire d'homme le glacier, (exception faite peutêtre seulement des deux dernières années), a dû constamment être en retraite, mais comme il est situé un peu à l'écart on ne sait pas au juste jusqu'à quel point il a diminué pendant un temps limité. Comme on ne découvre cependant de moraines de quelque importance que sur un seul endroit, tout en haut de la vallée, la retraite doit s'être opérée d'une manière assez égale. Plus bas on aperçoit plusieurs moraines. La plus élevée de celles là, à une distance d'environ 4500$^{m.}$ du glacier, et sur le dos de laquelle le châlet Langehaugen est situé, est pour la plupart composée de matériaux d'un volume moins gros. Elle s'étend sur un des côtés du torrent en remontant obliquement au flanc de la vallée; sa hauteur est de 5$^{m.}$ De l'autre côté de la vallée on ne trouve pas de moraines. Il se peut qu'elles aient été éparpillées et entrainées par les eaux du torrent, qui jadis du moins a occasionné d'assez grands bouleversements dans ces contrées. Une fois par exemple, il-y-a une vingtaine d'années, la rivière se précipita des hauteurs avec une masse d'eau considérable, déracina et emporta une grande partie de la forêt, qui croissait alors au dessus de la moraine, mentionnée plus haut. On voit encore sur de longues étendues des traces de cet événement désastreux. On est porté à croire, que la cause de cette inondation est, qu'une avalanche a formé une digue et a barré le passage aux eaux d'un petit lac appelé Skadevandet (ɔ: le lac de détresse) situé au côté O du glacier. A la fin il parait, que les eaux ont tellement augmenté de force, qu'elles ont rompu la digue. Près de la propriété Mel située environ 7500$^{m.}$ du glacier on trouve vers le côté E plusieurs moraines d'une grande étendue et qui selon toute probabilité ont formé des moraines latérales pour la pente terminale affilée du glacier, qui alors aurait été d'une puissance énorme. Au dessous de la propriété Mel le fond de la vallée est singulièrement plat et composé en grand partie de sable et de pierres roulées.

2. **Le glacier de Boium** (fotogr. I—III) situé à peu près 8$^{kilomtr.}$ au N du fond du *Fjærlandsfjord* est d'un aspect grandiose et imposant et ne manque pas de faire une impression très vive sur les sens de l'observateur avec sa grandeur, ses formes belles et souvent fantastiques, avec ses plaines exuberantes, qu'on voit s'étendre à ses pieds, avec les montagnes colossales et magnifiques, entre lesquelles il se presse pour pénétrer jusque dans les plaines de la vallée, en descendant même jusqu'à la hauteur de 151$^{m.}$ au dessus

de la mer. Au côté O on aperçoit *l'Almenipa*, qui du fond de la vallée présente sa tête pointue avec ses flancs escarpés et souvent d'une verticalité complète, tandisqu'au côté E on voit le *Sjeisnipa* lancer ses puissantes masses montagneuses et ubruptes hautes de 1442$^{m.}$ entre les deux vallées de *Boiumdal* et de *Suphelledal*. Les parois de ces deux montagnes sont à force d'escarpement tout à fait dépourvues de neige. On voit le lit du glacier de Boium avec des pentes d'une inclinaison uniforme et faible s'enfoncer dans le névé de Justedal. Ici le glacier ne se dépouille de sa couverture de neige que très tard en été; ce n'est alors que par ses crevasses nombreuses qu'il se présente en qualité de glacier. La puissance en est probablement bien des fois plus grande que dans la partie suivante escarpée et très déchirée (l'inclinaison jusqu'à environ 30°), dont le bord supérieur est d'environ 680$^{m.}$ au dessus de la mer. L'épaisseur monte ici peutêtre à 10$^{m.}$ sur une largeur de 550 à 630$^{m.}$ et une longueur de 1800 à 1900$^{m.}$ Enfin vient la partie inférieure, qui sous une inclinaison d'environ 10° se continue de 950$^{m.}$ dans le fond de la vallée avec une largeur en haut de 630$^{m.}$ ou à peu près. En prenant la moyenne de plusieurs observations au pied et à la surface aplatie de cette partie et en présumant une certaine inclinaison du lit j'ai calculé, que la puissance du glacier au point où l'on doit supposer, qu'elle est la plus grande, est d'environ 63$^{m.}$ Les crevasses, qui dans la partie moyenne et escarpée du glacier se présentent sans ordre aucun, se transforment dans la partie inférieure en crevasses marginales et en crevasses longitudinales. Certainement on voit des traces de crevasses transversales, mais évidemment elles n'ont pas eu l'occasion de se développer et ne sont probablement que des traces de cette espèce de crevasses, qui après s'être formées dans la partie escarpée du glacier se sont fermées aussitôt que la masse glaciaire est parvenue à la partie inférieure et plate. Des cônes graveleux, des baignoirs et des moulins sont très communs sur la partie inférieure, mais ils n'atteignent jamais de grandeur. Cette partie du glacier présente aussi une structure lamelleuse des plus belles. Ces lamelles doivent leur naissance à ce que la masse glaciaire n'est pas partout également bulleuse et imbibée d'eau, d'où il s'ensuit que la glace obtient des couleurs de différentes nuances. Là où il-y-a moins de bulles et plus d'eau la couleur est d'une nuance bleue assez belle, et au contraire où il-y-a plus de bulles et moins d'eau les teintes de la glace sont plus blanches. Les plans de démarcation entre deux de ces parties sont très distinctement désignés. Les lames se présentent ordinairement en tranches minces, mais quelquefois elles sont d'une épaisseur rélativement grande et ressemblent alors un peu à des noeuds. Un profil perpendiculairement aux cours des lamelles montrera la masse principale avec une teinte plus blanche, sillonnée par des bandes courtes ou longues, larges ou minces, mais toujours affilées et parallèles, et d'une couleur bleue; on ne doit cependant pas à cause de cela s'imaginer une stratification, l'étendue des lamelles étant en tous cas souvent de peu d'importance proportionellement à l'épaisseur de la glace. La direction des lamelles est toujours normale aux crevasses marginales convergeantes en dedans, et les lamelles, qui au sommet de la partie aplatie du glacier sont d'une inclinaison en amont de 90° a peu près, commencent, quand on descend le glacier, à s'incliner de plus en plus en aval. Il est imposible de constater jusqu'à quel point de la partie moyenne du glacier cette structure lamelleuse se poursuit, l'accès en étant presque toujours impossible. Quand on regarde la partie inférieure du glacier d'un point élevé et plus éloigné, on aperçoit des bandes d'une forme courbée et d'une teinte plus intensivement blanche, tranchantes sur les autres couleurs de la surface du glacier. Ces bandes sont transversales, la concavité tournée en haut. En 1868 je pouvais positivement discerner 10 de ces bandes, dont 3 ou 4 se trouvaient encore faiblement indiquées. Plus on descendait le glacier, moins elles étaient accusées et elles allaient aussi en diminuant de largeur et de distance mutuelle de haut en bas. Quand on se trouve sur la partie inférieure du glacier ces bandes ne sautent pas aux yeux, mais on voit au contraire une quantité de bandes étroites et d'une teinte lactée d'un millimètre jusqu'à un mètre de largeur, et dont le cours, pris en grand, est d'une direction parallèle à des bandes mentionnées les premières, mais qui, prises en détail, se montrent souvent divergeantes les unes des autres. Souvent ces bandes forment des noeuds à ramifications, mais après un parcours plus ou moins long elles finissent par s'approcher, s'unir et se confondre. Quand on descend le glacier on passe successivement au travers des parties de glace alternantes, où ces bandes pourraient manquer totalement ou se présenter en grand nombre, et je suis disposé à croire que les bandes larges, qu'on voit quand on regarde le glacier d'un point un peu élevé et éloigné, forment les parties de la glace, où les bandes étroites sont aussi les plus nombreuses, ces bandes se présentant par suite de l'éloignement en apparence sous la forme d'une seule et unique bande. Il faut ici faire la remarque, que le glacier n'est boueux qu'aux

extrémités, qu'ainsi ces bandes ne doivent pas leur naissance à quelque saleté plus ou moins fortement accusée, comme il-y-a lieu dans quelques glaciers. La plus grande profondeur, à laquelle les bandes étroites peuvent pénétrer de la surface dans l'intérieur est, d'après ce que j'ai pu observer sur les parois des crevasses, d'environ 8m., et un fois j'ai vu à la profondeur d'environ 9m.5 une coupe d'une telle partie de glace, qui ne perçait pas jusqu'à la surface. Il-y-a des endroits à la partie inférieure du glacier, où j'ai observé des stratifications. Les couches sont faiblement inclinées en dedans, et elles sont ordinairement de l'épaisseur de quelques mètres. Les limites des couches différentes sont marquées par des lignes boueuses sur l'extérieur du glacier. Quelquefois une couche supérieure est poussée plus en avant que la sous-jacente. D'après mes observations les couches diverses ne diffèrent en rien les unes des autres.

Le glacier de Boium a depuis longtemps été en retraite. D'après des relations qui ne sont cependant peutêtre pas bien authentiques la diminution pendant les 150 dernières années a été de 600m. environ. Le fond de la vallée est sur cette partie comblée d'amas de sable et de pierres, hauts de quelques mètres, qui, vus des hauteurs, vont se grouper sous la forme de diverses moraines arquées. Toute la vallée présente distinctement l'aspect d'un ancien lit de glacier. En 1869 et peutêtre déjà en 1868 le glacier commença de nouveau sa croissance.

3. **Le glacier de Suphelle** (fotogr. IV). Ce glacier prend sa naissance environ 4 kilomtr. au S du *Suphellenipa*. Les éléments d'alimentation lui sont apportés par une vallée étroite s'étendant du N au S, qui déjà a été mentionnée plus haut. La partie supérieure étroite de ce glacier s'élance, sillonnée de crevasses sans formes régulières, sous une inclinaison d'environ 8° par un précipice étroit et sans doute profond. La pente devient dans un espace assez court plus rapide et le glacier plus déchiré, mais quelques centaines de mètres plus bas, où l'inclinaison est plus faible, les crevasses se renferment peu à peu. Ici le glacier s'élargit visiblement, et comme sa surface arrondie domine considérablement le sol montagneux du côté droit, il semble un moment que la grande moraine latérale détermine seule sa marche. Un peu plus loin le glacier se précipite dans la vallée de Suphelle en formant le fameux glacier remanié. Celui-ci se présente presque sous la même forme que les demi-cônes composés de sable et de gravier qu'on voit si souvent s'adosser aux flancs des montagnes. Le bord extrème du glacier contenu est approximativement à 470m. au dessus du fond de la vallée. La distance verticale qui sépare la partie supérieure du glacier de la partie inférieure peut être évaluée à environ 200m. De la partie supérieure escarpée tombent les menus morceaux et les blocs de glace sur les pentes plus faibles de la partie inférieure du glacier et n'y parviennent ordinairement que réduits en état de poussière. Le glacier secondaire, quoique réformé pour ainsi dire de nouveau à chaque moment, conserve, quoique cette transfiguration se fasse apparemment avec une grande rapidité, à peu près le même extérieur que les autres glaciers; les grains de glace sont seulement un peu plus fins, la glace est un peu plus poreuse et par conséquent plus opaque et peutêtre un peu plus dure; du reste le glacier présente les mêmes phénomènes que les autres: on trouve des crevasses, des baignoirs, des moulins, des cônes graveleux, des bandes lactées, des „dirthbands", de structure feuilletée ou lamelleuse et des stratifications. On peut évaluer la longueur du glacier primaire à 5 kilomtr. ou à peu près, il est d'une largeur de 500 à 900m. La puissance doit en être jugée pour le moins de 40m. Le glacier secondaire a environ 1000m. de large et de long, tandisque la puissance en est peutêtre encore plus grande que celle du glacier primaire. Ce glacier aurait été aussi depuis longtemps en retraite, mais pourtant à de courts intervalles. En 1868 il commença sa croissance et continua en 1869 sa marche progressive avec encore plus de vitesse. Pendant ces deux années réunies il a pu avancer d'environ 10m. Les anciennes moraines qui se trouvent dans le voisinage montrent, qu'une fois le glacier a tourné à droite suivant le cours de la vallée. Un peu en amont sur le flanc de la montagne opposée on aperçoit d'énormes blocs de pierres, qui ont été entrainés et apportés jusque là par le glacier ou par celui-ci arrêtés dans leur chûte le long des parois de la montagne, où ils reposent maintenant; on ne peut expliquer ce fait d'une autre manière. On est porté à croire, que le glacier alors doit avoir été d'une si grande puissance, qu'il a formé une seule et unique masse avec le glacier primaire. La vallée de Suphelle est des plus étroites, et les avalanches, au printemps très fréquentes, ne se précipitent pas seulement jusqu'au fond de la vallée, mais il-y-en a même qui la traversent. Au dessous du glacier le sol de la vallée soit très uni, et l'inclinaison en est tellement faible, que, quoique la distance qui sépare le glacier du „fjord" soit d'environ 6 kilomtr., le fin du glacier après la moyenne de trois mesurages ne se trouve que de 42m. au dessus de la mer.

4. **Le petit glacier de Suphelle** a son bassin

de neige à l'E de la croupe de montagnes d'où surgit la crête de Suphellenipa. Ce glacier descend dans la direction du SE avec une inclinaison assez rapide et pénètre dans la partie inférieure de la vallée de Suphelle. Il est long à peu près de la moitié du glacier précédent et d'une largeur assez considérable en haut, mais dans sa partie inférieure elle n'est que de 200$^{m\cdot}$ La puissance parait en être moins considérable. Ce glacier ressemble quant à l'extérieur un peu au glacier de Boium, mais il est plus escarpé dans sa partie inférieure. Il se distingue par sa blancheur parmi ses entourages étroits et noirs, étant d'un effet véritablement pittoresque. La structure lamelleuse en est fortement prononcée. Le glacier était en 1869 en voie de progression rapide; il s'est surtout remarquablement étendu en largeur. Autrefois il aurait été en retraite, d'après ce qu'on dit. Pendant la dernière année il était entouré d'une moraine, dont en 1868 je ne voyait que de faibles traces. Dans la partie voisine de la vallée on n'aperçoit pas de moraines, proprement dites, mais on trouve cependant partout un grand entassement de pierres détachées, qui par leur forme arrondie s'annoncent comme des produits du glacier. D'après la moyenne de deux mesurages, l'extrémité du glacier se trouve de 409$^{m\cdot}$ au dessus de la mer.

5. **Le glacier de Langedal** (fotogr. V) occupant le fond de la vallée de *Veitestrand* est formé par la conjonction de quatre glaciers, dont deux viennent du côté E et les deux autres du côté O. Par suite de l'état abrupt et escarpé du terrain qui leur sert de base tous ces glaciers tributaires constituent, avant de parvenir au fond plat de la vallée, un chaos inaccessible de crevasses et de fissures, mais le glacier composé ne présente de crevasses qu'aux bords, et l'on peut parfaitement distinguer chaque courrant au moyen des moraines médianes et des quatre systèmes distincts et très reguliers de rides arquées, separées par des bandes boueuses. Ce glacier présente peutêtre l'aspect le plus grandiose et le plus magnifique des régions glaciaires, que notre pays puisse offrir à la vue. Sous un rapport au moins ce paysage a la première place dans les entourages du névé de Justedal; nulle part ailleurs on ne voit en effet quatre cascades, pour ainsi dire glacées, d'une telle grandeur se réunir et confondre leurs masses sur un seul point; on ne sait pas, si l'on doit s'étonner le plus du caractère imposant et sauvage des parties supérieures, du caractère rangé et réglé de la partie inférieure, ou de la transition rapide et brusque avec laquelle cet chaos de glace change de forme en passant d'une partie à l'autre. Ces glaciers offrent l'exemple le plus frappant de la manière, dont un glacier peut s'accroître, quand il arrive d'une pente escarpée à un terrain à douce inclinaison. La puissance des parties escarpées est certainement trois fois moins grande que celle de la partie au fond plat de la vallée, où l'on doit présumer, que la puissance est au moins de 60$^{m\cdot}$. La plus grande étendue longitudinale de ce glacier est approximativement de 4000$^{m\cdot}$. Le glacier composé a de 900 à 1200$^{m\cdot}$ de largeur. L'extrémité du glacier est de 303$^{m\cdot}$ au dessus de la mer.

6. **Le glacier moyen d'Optag.** Ce glacier, qui descend un peu plus au S du côté O de la vallée, présente quant à la partie supérieure une ressemblance complète avec le glacier de Langedal, mais la partie inférieure, qui ne parvient pas au fond de la vallée principale et qui est encaissée dans un vallon latéral étroit et abrupt, n'offre pas la continuité et les systèmes arquées du glacier précédent; il est en revanche profondement sillonné par des crevasses longitudinales, et je ne crois pas, qu'il montre aucune trace de „dirthbands“. L'extrémité du glacier est de 350$^{m\cdot}$ environ au dessus de la mer.

7. **Le grand glacier d'Optag** prend naissance encore un peu plus au S que le glacier précédent, à qui il ressemble du reste beaucoup; cependant le sol qui lui sert de lit est moins escarpé, et les fissures qu'on aperçoit dans sa pente terminale sont en général des crevasses marginales. L'extrémité du glacier est de 450$^{m\cdot}$ au dessus de la mer.

Un glacier assez considérable de seconde classe, *le glacier de Nystøl*, forme l'écoulement de la partie méridionale du champ de neige du côté E de Langedal.

Quand on regarde les masses énormes de glace, qui se précipitent dans cette vallée, et quand on voit combien est petite cette partie du névé de Justedal qui s'écoule par ici, on éprouve tout de suite l'impression de la puissance énorme du névé en cet endroit. D'après un jugement approximatif la superficie du terrain de ce district glaciaire (j'entends par cela le champ de neige et les glaciers ensemble) est de 60 kilomètres carrés, d'où la quatrième partie ou à peu près, d'après ce qu'on est fondé à croire, doit se présenter sous l'aspect d'un glacier avec une puissance moyenne de 20$^{m\cdot}$. Supposé que la neige en se transformant de névé en glace n'ait sous sa forme nouvelle plus de 0.1 de son volume original, ce champ de neige aura une puissance de 70$^{m\cdot}$ ou à peu près.

La partie supérieure de Langedal est remplie de moraines qui en forme arquée traversent la vallée. Plus en bas la vallée forme une plaine à faible pente

presque entièrement dépourvue de bois, mais dont les matériaux consistent généralement en sable et en petites pierres roulées.

8. **Le glacier d'Austerdal** encaissé dans une vallée latérale de Langedal marche d'abord dans la direction de SE, mais décrit alors une grande courbe en se tournant dans la partie inférieure de son cours vers le SSE. Le glacier a 8000^{m} de longueur sur une largeur de 600 jusqu'à 1500$^{m.}$ à peu près. Le haut du glacier est abrupt et crevassé. La partie moyenne au contraire est à pente douce (inclinaison probable de 5°) et ne présente peutêtre que des crevasses marginales. Cette partie passe avec une inclinaison d'environ 15° à la partie inférieure, qui est un peu moins escarpée, mais fortement sillonnée de crevasses s'entrecroissants, marginales et transversales, qui rendent cette partie du glacier inaccessible. Cette partie présente des „dirthbands" très régulières et une structure lamelleuse des plus prononcées, dont l'ordre suit la règle générale, — structure qu'on trouve peutêtre aussi dans la partie supérieure du glacier. Le glacier possède deux moraines médianes, dont l'une cependant débouche déjà bien en haut sur le côté O du glacier; l'autre s'étend au contraire jusqu'à l'extrémité du glacier. Ces moraines tirent leur origine de deux glaciers remaniés, qui se réunissent avec le glacier d'Austerdal. Dans les parties supérieures le glacier se presse fortement contre les flancs de la montagne, mais à la partie inférieure du glacier, où la vallée s'élargit considérablement, celâ n'est pas le cas, quoique le glacier s'augmente aussi en largeur. La puissance de la partie moyenne a l'air d'être assez grande, je suppose qu'elle est au moins de 100$^{m.}$; la partie inférieure au contraire ne semble pas être d'une puissance bien grande. Au dessous du glacier on aperçoit 10 à 11 moraines de forme arquée. Le glacier paraissait au moment de ma visite en 1869 d'être en voie de progression, ce que je crois, parce que la moraine terminale touchait le glacier de près et était en partie couchée sur le glacier même. Pendant les années précédentes on dit qu'il a été en retraite, comme c'est du reste aussi le cas rélativement aux autres glaciers de la vallée de Veitestrand. Je n'ai pas eu l'occasion d'observer de plus près, si le glacier de Langedal sous ce rapport a subi de changements depuis ma dernière visite en 1868, mais il parait résulter de la comparaison faite entre deux photographies dont l'une a été prise en 1868 et l'autre en 1869, que ces glaciers dans la dernière année ont été en état de croissance. L'extrémité du glacier d'Austerdal est de 258$^{m.}$ au dessus de la mer.

9. **Le glacier de Tunsbergdal** (fotogr. VI.) descend premièrement dans la direction de SE et ensuite du côté du S en pénétrant dans la vallée de Tunsberg. Il est long de 14000$^{m.}$ et large de 1000 à 1500$^{m.}$. La partie supérieure du glacier forme une pente d'inclinaison d'environ 15° percée de quelques crevasses transversales. L'inclinaison de la partie moyenne, dont l'étendue est de 8000$^{m.}$, est presque insensible, la surface du glacier étant (les crevasses nombreuses exceptées) tellement plate et unie, qu'on serait porté à croire, que la masse glaciaire repose sur une nappe d'eau. Les crevasses sont en général des crevasses marginales, qui vers le milieu du glacier se convertissent de plus en plus en crevasses longitudinales. Perpendiculairement aux crevasses on aperçoit des „dirthbands", d'une forme courbée. Dans la partie inférieure il-y-a des lieux où l'inclinaison du terrain est d'environ 15° et le glacier présente ici une surface partiellement très déchirée, soit par des crevasses marginales soit par des crevasses transversales. Il est dans son parcours dominé par des montagnes à parois escarpées, qui ne cèdent qu'à l'extrémitée du glacier. Il parait que le glacier, surtout dans sa partie moyenne, doit être d'une puissance énorme, qu'on pourrait certainement évaluer à 200$^{m.}$ au moins. Du côté de l'E il reçoit l'affluence de 4 courants tributaires plus petits, mais on ne trouve toutefois que des traces d'une moraine médiane. La masse glaciaire en est plus homogène que dans les autres glaciers, que j'ai vus. La structure lamelleuse ordinaire des glaciers n'est prononcée (d'après ce que j'ai pu observer) que sur la face de dessous d'une des parties plus escarpées du glacier. Cependant je n'ose prétendre que cette structure soit exceptionnelle; il est bien probable que les qualités un peu particulières de la glace de ce glacier m'aient empêché d'en apercevoir les nuances. La glace était en effet, où il-y-avait des surfaces exposées aux actions de l'air, extraordinairement „locker", c'est à dire les particules dont était composée la masse glaciaire ne formaient qu'un conglomerat sans cohérence, se désagrégeant facilement, tandisque l'air qui avait libre accès dans les intervalles produisait une certaine uniformité de teinte; et même en enlevant la couche supérieure on n'en voit pas beaucoup de différence. Ce que je crois pouvoir affirmer avec certitude c'est, que la structure lamelleuse est bien moins développée là que dans les autres courants glaciaires du névé de Justedal. Je ne voyais pas de bandes lactées. Dans l'extrémité du glacier on aperçoit des stratifications de la même sorte qui a été mentionnée sous le glacier de Boium. Sa hauteur au dessus de la mer est de

446^m^. Le glacier de Tunsbergdal a depuis quelque temps été en retraite. D'après des relations qu'on doit présumer exactes, pendant les 50 dernières années la retraite doit avoir été approximativement de 300^{m}. La puissance de la partie inférieure doit aussi en même temps, d'après ce qu'on dit, avoir été en décroissance considérable. Il se peut cependant que le glacier soit de nouveau en voie de progression. La vallée de Tunsberg se distingue par son fond plat et tellement uni, qu'on serait porté à croire que son sol s'est formé sous l'eau. Excepté quelques moraines (hautes de 2 à 3$^{m.}$) en proximité immédiate du glacier et quelques anciens lits de rivières le fond ne présente pas d'inégalités. Ce terrain de sable et de pierres roulées est couvert d'herbes et de saules nains. Le torrent glaciaire, qui se courbant d'une manière tout à fait Méandrique verse ses eaux dans le lac de la vallée de Tunsberg, est assez considérable et possède peutêtre à un degré insolite les teintes caractéristiques de ces sortes de fleuves, mais il se clarifie notablement après avoir parcouru le lac de Tunsberg qui se remplit ostensiblement de matériaux d'année en année.

10. **Le glacier méridional de Bergset**, glacier assez insignifiant, ayant son lit dans l'embranchement SO de *Krondal*, qui de la vallée principale, celle de Justedal, pénètre dans le massif de la roche du côté O. Il est haut de 530$^{m.}$ ou à peu près au dessus de la mer.

11. **Le grand glacier de Bergset** est encaissé au fond de la vallée de Krondal. Il est formé d'une branche principale, vers laquelle deux courants glaciaires plus petits s'étendent des deux côtés sans toutefois parvenir à la rejoindre. Ils ne font que la toucher de façon, qu'il ne se forme point au fond de la vallée de glacier composé avec moraines médianes. Dans les parties supérieures ces trois glaciers s'élancent en cascade glaciaire le long des parois escarpées des montagnes, et bien qu'inaccessibles pour le glacialiste ils sont d'un effet merveilleux pour le peintre. Le glacier principal s'avance à peu près 650$^{m.}$ dans le fond de la vallée en formant un corps glaciaire large de 500^{m} et assez débarassé de crevasses, où l'on trouve de la structure lamelleuse distinguée et une quantité de bandes lactées qui se présentent principalement dans de certaines parties du glacier. La longueur du glacier est approximativement de 3000$^{m.}$ et sa hauteur au dessus de la mer est de 401$^{m.}$

12. **Le glacier septentrional de Bergset** ou **le glacier de Bjørnesteg** occupe l'embranchement du NO de la vallée de Krondal. Ce glacier n'est pas de dimension considérable. Il est escarpé et inaccessible à cause de la surface dechirée qu'il présente de tous les côtés; il est élevé d'environ 400$^{m.}$ au dessus de la mer.

Le dernier glacier est en voie de progression depuis quelque temps, tandisque les autres glaciers de la vallée de Krondal ont été en retraite. Le haut du Krondal est rempli de moraines d'apparence ordinaire. Un peu plus en bas de ce terrain, qui est à pente faible, on trouve d'anciennes moraines.

13. **Le glacier de Nigar** (fotogr. VII) qui occupe une des ramifications occidentales du Justedal est, surtout à cause de son accès facile, le glacier le plus connu de notre pays. Il est long d'environ 6000$^{m.}$ sur une largeur de 780$^{m.}$. La puissance, qui à cause de l'inclinaison fortement prononcée de la surface vers les pentes latérales doit varier beaucoup plus qu'à l'ordinaire, pourrait peutêtre atteindre une grandeur de 100$^{m.}$. L'inclinaison de la surface, qui ne se fait bien sentir que dans la proximité immédiate du névé, est d'environ 10^{0}. Les points culminants en aval du glacier décrivent une ligne à peu près parallèle à la vallée sinueuse, mais qui est cependant un peu plus fortement courbée, en sorte qu'elle s'approche des parois concaves de la montagne tout en s'éloignant des parois convexes. Le long de cette ligne le glacier est entier, mais abondamment crevassé aux bords, surtout aux extrémités des courbes convexes. Les crevasses marginales sont les plus ordinaires. Je ne crois pas qu'on trouve de crevasses transversales entièrement développées ni de crevasses longitudinales de quelque importance; elles appartiennent du reste pour la plupart à la partie inférieure un peu élargie du glacier. Les crevasses ne sont jamais de quelque grandeur et surpassent à peine 9$^{m.}$. La structure lamelleuse est assez prononcée, mais je ne voyais pas de bandes lactées; cependant il-y-en a peutêtre dans la partie supérieure. Le glacier est élevé de 242$^{m.}$ au dessus de la mer. Le fond de la vallée à pente faible contient une masse de moraines. Il parait que le glacier a déjà été en voie de progression en 1868. Auparavant on dit qu'il était en retraite.

14. **Le glacier de Fåbergstøl** est aussi encaissé dans une des étroites vallées latérales qui ramifient de Justedal. Il est à pentes assez fortes dans les parties supérieures et moyennes (l'inclinaison d'environ 20°), mais la partie inférieure, où la puissance est évidemment beaucoup plus grande que dans les autres, a l'air de reposer sur un plan assez horizontal. Le glacier est d'environ 4000$^{m.}$ de long sur une largueur de 450$^{m.}$ dans la partie inférieure, mais un peu plus en haut, elle est cependant beaucoup moins considérable.

Les crevasses du glacier inférieur sont pour la plupart des crevasses marginales, tendisque celles du glacier supérieur sont en général des crevasses transversales. La structure lamelleuse est fortement prononcée. Au moyen de la longuevue j'ai cru pouvoir observer des bandes lactées, mais c'est une chose difficile qui demande beaucoup de temps, que d'escalader les pentes du glacier jusqu'au point, d'où l'on pourrait se persuader de l'exactitude de la dernière observation; aussi je n'ai pu le faire. L'altitude du glacier au dessus de la mer est de 463$^{m.}$. Dans le voisinage il-y-a beaucoup de moraines.

15. **Le glacier de Lodal.** Ce glacier occupe la partie inférieure de la vallée appelée *Stordal*, c'est le nom du coin septentrional de Justedal. Le glacier est composé de quatre courants principaux: 1) *Le glacier de Stryn*, qui en pénétrant avec une inclinaison d'environ 18° entre les montagnes de *Stegeholten* et de *Strynskåben*, s'étend vers le fond de la vallée dans la direction de SO. Il a peu de crevasses transversales. 2) *Le glacier de Kåbe*, qui avec des pentes inclinées de 20° descend entre les montagnes de *Strynskåben* et de *Lodalskåben* en prenant la direction du NE; des crevasses plus nombreuses que dans le glacier précédent. 3) *Le glacier de Lodal*, proprement dit, qui avec une inclinaison de 20° s'élance dans la direction de ESE entre les montagnes de *Lodalskåben* et de *Snehætten*. Ce glacier est sillonné d'un système très régulier de crevasses transversales de forme arquée, la convexité tournée en haut. Ces trois glaciers font ensemble le *Lodalsflade*, ainsi nommé, surface aplatie qui avec des pentes très faibles (inclinaison de jusqu'à 5°) s'étend 3000$^{m.}$ du SSO, large en ce lieu d'environ 1000$^{m.}$. Il-n'y-a presque pas de crevasses. Le glacier se tourne ensuite vers le ESE et reçoit en se tournant les affluents du 4) *glacier de Snehætten*, qui en s'inclinant fortement précipite ses masses glaciaires disloquées et déchirées dans la direction de NE vers le Lodalsflade. Après avoir reçu cet affluent le glacier réuni est large de 1200$^{m.}$, mais il va en diminuant et en se resserrant de haut en bas, de manière qu'il n'a que 600$^{m.}$ de large à quelques centaines de mètres de distance de l'extrémité ou à 3000$^{m.}$ environ en aval de sa dernière courbure. Outre les quatre branches principales ci-dessus mentionnées la masse du glacier est aussi augmentée de plusieurs glaciers remaniés, qui tantôt d'un côté et tantôt de l'autre côté des flancs des montagnes escarpées et presque perpendiculaires, vont lancer leurs matériaux sur le glacier principal. La puissance du glacier principal doit être jugée de 200$^{m.}$ au moins et surtout dans le Lodalsflade elle semble d'être de grandes dimensions. Les pentes de la dernière partie du glacier sont d'une inclinaison, qui varie entre 3 et 12°. Aussi la partie inférieure est elle assez débarrassée de crevasses; la quantité qu'on y trouve se présente sous la forme de crevasses marginales d'une profondeur qui ne surpassent pas 10$^{m.}$. Les moraines latérales sont très grandes, mais ne se montrent qu'au glacier inférieur. Dans le glacier réuni les branches séparées, dont il est composé, se distinguent par des moraines médianes, qui vers la pente terminale vont en s'augmentant rapidement de hauteur et de largeur. Ainsi vers l'extrémité du glacier les points culminants de la moraine, située entre les glaciers de Lodal, proprement dit, et celui de Snehætten dominent de 6$^{m.}$ à peu près sur le champ de glace environnante. La largeur des glaciers séparés ne décroît pas d'une manière égale. Au glacier de Lodal, proprement dit, on n'aperçoit que vers l'extrémité une décroissance prononcée, tandisque les glaciers de Stryn et de Snehætten sont d'une décroissance rapide. Le glacier de Kåbe est, aussi loin du moins qu'on peut le discerner, d'une concordance parfaite avec le glacier de Lodal; car il va se cacher peu à peu sous ses deux moraines latérales, qui en se gonflant finissent par s'allier sur le dos du glacier, en y confondant leurs masses. Sans doute cette inégalite rélativement à la décroissance en largeur que montrent ces différents glaciers est dû à l'action exercée par les parois des montagnes encaissantes. Ainsi le glacier de Lodal n'éprouve en effet que des diminutions en largeur bien peu considérables, tout le temps qu'il se trouve flanqué les deux côtés par de la glace, mais dès le moment où les deux glaciers, celui de Stryn et celui de Kåbe, s'arrêtent et ne vont plus couvrir avec ses masses glaciaires les flancs du glacier de Lodal, et que celui-ci par conséquent touche aux parois de la montagnes, il se rétrécit aussi rapidement que les deux autres glaciers. La structure lamelleuse s'étend dans les branches composées aussi loin en amont qu'elles sont dépouillées de neige, c'est à dire elle monte presque jusqu'au point de conjonction des trois glaciers, nommés ci-dessus les premiers. Cependant cette structure lamelleuse est souvent imperceptible, soit parceque les fentes, où cette structure se présente ordinairement plus prononcée, ne sont pas nombreuses, ou parceque cette structure en plusieurs endroits n'est pas bien fortement prononcée. On pourrait poser en règle générale, que plus on descend les pentes du glacier, plus la structure lamelleuse devient indistincte. Sous le rapport de la directions des lames ce glacier présente des particularités intéressantes. Dans le glacier de Stryn j'observais, que dans la partie qui pendant

tout mon séjour au glacier était dépourvue de neige les lames suivaient à peu près la direction du glacier en prenant pourtant une direction un peu oblique du côté gauche du glacier au côté droit, et elles se présentaient peutêtre les plus distinctes aux bords du glacier. C'est absolument le même fait qui se reproduissait dans le, glacier de Kåbe; cependant les lames ici étaient encore plus distinctement longitudinales. Dans le glacier de Lodal la direction et l'inclinaison des lames suivait la règle générale jusqu'au point, où le glacier de Snehætten joint ses courants à la branche principale; plus bas la structure lamelleuse était de la même sorte que dans le glacier de Stryn. Dans le glacier de Snehætten la structure suivait partout la règle générale. Dans ce glacier ainsi que dans les autres il arrivait, que les lames formassent de petites sinuosités irrégulières.

L'aspect du glacier de Lodal est entouré d'une majesté recueillie et placide, qui est d'une effet bien autrement puissant que celui des autres courants glaçiaires, ce qu'il doit premièrement à sa puissance et d'ensuite à sa faible inclinaison, d'où viennent que les crevasses sont peu nombreuses, à sa blancheur éblouissante, qui se désigne d'une manière si prononcée contre les flancs noirs et souvent taillés à pic du corps montagneux avec ses masses superbes et d'apparence inabordables, qui forment le fond du tableau. L'extrémité du glacier est d'après la moyenne de quatre mesurages de 628m. au dessus de la mer.

16. **Le glacier de Stegeholt** tire son origine de la montagne de *Stegeholten*. Ce glacier descend un peu plus bas dans la vallée de Stordal que le glacier précédent. Son champ de neige n'est pas, d'après ce que j'ai observé, en relation direct avec le névé de Justedal mais en est séparé par une paroi de montagne escarpée, qui forme le flanc de SE de l'encaissement du glacier de Stryn. Cependant le glacier de Stryn reçoit aussi quelques affluents de ce champ de neige par plusieurs glaciers remaniés. On pourrait ainsi le regarder comme formant une partie du névé de Justedal. Le glacier de Stegeholt est à pentes fortement inclinées (environ 20°), mais il n'est pas d'un extérieur si déchiré que les autres glaciers à pentes escarpées. Les crevasses se présentent presque exclusivement sous la forme des crevasses marginales, qui sous l'angle d'inclinaison de 45° s'étendent vers le milieu du glacier. Il est long de 3000m. environ sur une largeur de 300m. ou à peu près et la puissance pourrait être évaluée approximativement à 30m.. Le glacier se termine en une pente à talus abrupt et presque perpendiculaire, qui est d'une hauteur de plus de 10m.. La structure lamelleuse est assez fortement prononcée. L'altitude au dessus de la mer est d'après la moyenne de quatre mesurages de 628m..

Les deux glaciers mentionnés les derniers paraissaient en 1869 en voie de progression. Le mouvement progressif du dernier était même très prononcé, de manière que dans le courant de quelques jours j'ai cru pouvoir observer un changement de position de son extrémité d'environ 1m.. Dans la proximité des deux glaciers on aperçoit quelques moraines; cependant les deux torrents glaciaires paraissaient avoir aplani plusieurs moraines. Le sol de la vallée de Stordal est sur une longue étendue à pentes faiblement inclinées, dont la surface est sillonnée d'anciens lits de fleuves et qui en grande partie est nue et dépourvue de végétation.

17. **Le glacier de Gredung** occupe le fond de Stryn. La vallée qui lui sert de lit se confond avec l'encaissement où répose le glacier de Stryn ci dessus mentionné. Le glacier de Gredung descend dans la direction du N ou à peu près. Il est en haut à pentes faibles, mais en bas à pentes inclinées jusqu'à environ 25°. Du côté E le glacier reçoit deux courants tributaires d'où proviennent des moraines médianes. Le glacier est long de 5000m. à peu près sur une largeur qui aux pentes terminales est très peu considérable, mais qui plus haut va jusju'à 500m.. La puissance ne parait pas grande. Les crevasses sont dans la partie inférieure escarpée de crevasses transversales; du reste les crevasses marginales sont les plus ordinaires. La structure lamelleuse n'est pas fortement prononcée, surtout dans la partie inférieure du glacier, où celui-ci présente au contraire un beau système de dirthbands. L'altitude au dessus de la mer est de 706m.. Du côté O de ce glacier un courant glaciaire, assez insignifiant du reste, descend de la montagne et forme un peu plus en bas un glacier remanié, qui à peu s'en faut se confond avec le glacier de Gredung. Les deux glaciers ont été, d'après ce qu'on dit, depuis les deux dernières années en voie de progression, mais auparavant en retraite. Dans le voisinage du glacier on ne trouve que des traces à demi éffacées de moraines. Le fond de la vallée forme à quelque distance du glacier un enfoncement, qui parait avoir servi au bassin d'un lac. A quelques kilomètres en bas du lac de Stryn il-y-a de grands entassements de matériaux glaciaires, mais je n'ai pu examiner de plus près, si ces matériaux étaient des débris d'une terrasse, ou s'ils étaient en effet des traces d'anciennes moraines latérales. La hauteur au dessus de la mer est approximativement de 50m..

18. **Le glaicer de Bödal.** Glacier très considerable qui dans la direction du N descend dans la vallée de *Lodal*. Il n'a pas beaucoup de longueur mais une largeur relativement assez grande (environ 800m.). Son lit est des plus escarpés et sa surface très crevassée. Les bandes lactées sont très ordinaires; probablement la structure lamelleuse s'y trouve aussi. Le glacier présente un système très régulier de „dirthbands“. La hauteur au dessus de la mer de ce glacier, le plus beau peutêtre qu'on puisse voir au côté du NO du névé, est de 596m.. Dans la vallée, au fond très aplatie, on trouve une quantité de moraines.

19. **Le glacier de Nesdal.** Ce glacier se trouve dans une petite vallée auprès du Bödal. Je ne l'ai pas visité, parcequ'on me racontait alors, qu'il était très insignifiant; mais d'après ce que je tiens de bonne source, il est du premier ordre, d'une beauté qui n'est pas ordinaire, et son extrémité n'est que de 100m. environ au dessus de la mer.

20. **Le glacier d'Åbrække** (fotogr. VIII). Ce glacier, dont la direction principale est à ONO, a un cours un peu sinueux et pénètre dans une ramification de la vallée *d'Olden*. La partie supérieure est très escarpée et très déchirée; vient ensuite une partie à pentes douces et relativement à peu de crevasses; puis la partie inférieure à pentes un peu plus rapides tout en haut silonnée par des crevasses transversales, qui en se transformant en rides courbées, la convexité tournée en bas, sont séparées par des „dirthbands“ distincts. Vers l'extrémité on aperçoit des crevasses marginales en grand nombre. On trouve des aiguilles de glace considérables et des cônes graveleux. Du côté E un petit glacier remanié à pentes escarpées vient se joindre à la branche principale du courant glaciaire, mais on ne voit que de faibles traces de moraines médianes. Le glacier est long d'environ 3000m. sur une largeur de 400m. à peu près. La puissance en paraît assez grande. Sa structure lamelleuse est bien prononcée. Vers l'extrémité la position des lames est à peu près horizontale. Sa hauteur au dessus de la mer est de 266m.. Dans le lit de la vallée très aplatie on voit plusieurs moraines d'une grandeur peu considérable.

21. **Le glacier de Brigsdal** vient en s'étendant par un lit à pentes escarpées et d'un cours un peu sinueux se plonger dans la vallée de Brigsdal, branche latérale d'Olden. La surface de la glace est très déchirée et à crevasses; structure lamelleuse distincte. Le glacier est long d'environ 3000m. sur une largeur qui varie entre 300 et 600m.. La puissance semble être grande à la partie inférieure. La surface se distingue par une propreté très rare. C'est pourquoi le glacier est d'un bel effet en se détachant distinctement des masses noires, qui l'entourent. L'altitude au dessus de la mer est de 326m.. Le fond de la vallée aplatie au dessous du glacier n'offre que de faibles traces de moraines. Cependant il-y-a quelques années on en voyait, à ce qu'on dit, des empreintes assez marquées dans la vallée. Il est probable que le fleuve qui a changé de lit les ait effacées en dispersant les matériaux, dont elles ont été composées.

22. **Le glacier de Melkevold** descend dans la direction du N avec une inclinaison assez égale de 25° jusque dans le coin inférieur de la vallée d'Olden. Il a une longueur de 2000m., mais la largeur n'est que de 200m. à peu près. La puissance n'en est probablement pas bien grande. L'extrémité de la pente terminale du glacier prend la forme d'un talus ou d'un mur de glace à parois verticales hautes de 10m.. Les crevasses en sont très irrégulières. Vers le milieu elles se présentent ordinairement en forme de crevasses transversales, et vers l'extrémité elles sont pour la plupart marginales. La structure lamelleuse bien prononcée. Aux pentes terminales du glacier les lames étaient à peu près parallèles au lit très escarpé de la vallée. La hauteur au dessus de la mer est de 305m.. Les moraines dans le voisinage du glacier sont d'une forme régulière mais singulièrement petites (à peine hautes de 2m.).

Les trois glaciers de la vallée d'Olden ont été en retraite depuis long temps, d'après ce qu'on dit. En 1869 ils semblent avoir été en voie de progression. Il parait, que le glacier d'Åbrække ne s'est présenté comme glacier de premier ordre que depuis 150 ans. Son mouvement progressif doit alors avoir été assez rapide, et en s'avançant il a ravagé une grande partie des champs cultivés ou cultivables, à cause de quoi les impôts de la propriété d'Åbrække et de plusieurs autres terres ont été considérablement abaissés.

23. **Les glaciers de Fond** occupent le fond de la vallée de *Stardal*, qui en partant du lac de Jølster s'étend dans la direction O. Il-y-a une quantité de ces courants glaciaires, mais il-n'y-en-a qu'un seul, celui du S, qui puisse compter parmi les glaciers de premier ordre. Ce glacier ne s'étend pas sur un grand espace, mais il est d'une largeur assez puissante, quand on ne prend pas en considération une proéminence, qui s'élève du milieu du glacier. Le fond du lit d'encaissement de ce courant glaciaire est à pentes rapides, mais égales, de sorte que le glacier n'a pas beaucoup de

crevasses. La puissance en semble très grande tout en haut près du névé, mais moins grande plus en bas. Le glacier présente dans sa partie supérieure avant de s'avancer sur les flancs de la montagne un système singulièrement régulier de crevasses transversales, les courbes tournées en haut. La glace de cette partie était en août 1868 d'une teinte jaunâtre, que je n'ai jamais observée dans les autres glaciers. La hauteur au dessus de la mer est approximativement d[illegible]400m.. Par une ramification latérale de la vallée de Stardal on voit s'étendre un autre glacier, qui est assez long mais pas large, appelé *le glacier d'Åmodt.* Il est d'une hauteur de 650m. au dessus de la mer. On ne saurait le placer entre les glacier de premier ordre. Le haut de la vallée de Stardal ne présente pas de moraines régulières, mais il abonde en matériaux glaciaires dispersés par l'effet des torrents glaciaires en débris et sans ordre aucun.

24. **Le glacier de Lunde** (fotogr. IX) se dirige du côté O par les pentes de la vallée de Lundedal, qui du S, en partant du lac de Jølser, perce le massif de la montagne. C'est le glacier le plus petit de premier ordre, qui part du névé, n'ayant à peine qu'une longueur de 1000m. sur une largeur, qui dans une assez grande étendue de terrain n'est que de 30m., tandisque la puissance en est aussi insignifiante. Quoique petit ce glacier est de beaucoup d'intérêt. En l'apercevant, comme c'était en effet le cas avec moi, pour la première fois du haut des pentes opposées, on en est tout surpris, même quand on est accoutumé à la vue des glaciers. Le haut du glacier offre absolument l'aspect ordinaire des glaciers de seconde ordre; il se constitue en rebord glaciaire très crevassé entourant le névé; mais du haut de cette partie, dont la largeur varie de beaucoup, un courant glaciaire resserré et étroit se précipite perpendiculairement des parois de la montagne. On dirait une immense cascade subitement gelée dans sa chûte. L'escarpement du glacier suspendu et les fentes, qui des bords se plougent en bas et un peu en dedans vers la ligne moyenne, lui donne des apparences trompeuses d'une rivière contenue dans un lit à pentes abruptes. On ne comprend pas, que la glace puisse se tenir ensemble, et cependant il ne présente que des crevasses de bien peu d'importance, ce qui est d'autant plus singulier, que son lit parait de changer d'inclinaison sur plus d'un point. Ce n'est qu'en parvenant jusqu'au fond de la vallée. qu'on peut comprendre la possibilité de l'existence d'un glacier suspendu sur ce lieu. Il se voit alors que le glacier n'est pas à pentes tellement escarpées qu'on doit se l'imaginer d'abord. L'inclinaison ne surpasse pas en effet 45°. On s'aperçoit. que l'extrémité du glacier est appuyée sur une sorte de glacier remanié, formé soit par les éboulements parvenus du côté E du rebord de glace ci dessus mentionné, soit par un grand amas de pierres et de sable produit probablement en grande partie du glacier lui même. Si ce glacier remanié n'était pas, l'extrémité de la pente terminale du glacier principal, gonflé d'une puissance en apparence bien plus grande que celle de la partie supérieure, parviendrait certainement à se dégager et tomberait par son propre poids sur le terrain inférieure. Dans la partie inférieure on trouve de la structure lamelleuse. Ce glacier offre selon moi un des exemples les plus frappants de la plasticité de cette glace. Sa hauteur au dessus de la mer est de 462m.. Comme on peut bien le penser, ce glacier ne possède pas de moraines. Tout le fond de la vallée consiste cependant en une seule moraine profonde, qui en quelques endroits s'élève à des moraines terminales d'un cours transversal à l'axe de la vallée. Cette vallée de Lundedal avec ses parois escarpées et souvent polies, avec son fond rempli de matériaux rocheux se présente comme une de nos vallées à glaciers les plus étroites et les plus sauvages.

La glace des glaciers est composée de parcelles à formes cristallines, mais se distinguent toutefois des cristaux par ses facettes, qui ne sont pas à planes aplaties mais courbées des deux côtés. Voici la manière dont on s'expliquera peutêtre la formation de ces parcelles à facettes courbées: La matière de la glace des glaciers n'est à l'origine que de la neige ordinaire de structure complètement cristalline. Les cristaux en se fondant par l'action de la chaleur s'oblitèrent et se convertissent le plus souvent très rapidement en neige de structure grenue („Firn"). Par la pression des masses superposées sur les parties sousjacentes il-y-a de la friction, et par la friction il se produit de la chaleur. La fonte et la friction déterminent donc les grains de neige en arrondissant les angles aigus des cristaux, qui se convertissent en particules de formes indécises. Par la régélation plusieurs de ses grains s'unissent et donnent lieu par leur réunion à la production de grains, qui en se réunissant à leur tour s'accroissent en grosseur, à mesure que la glace glisse de haut en bas par suite du mouvement progressif du glacier; plus le glacier est long, plus ce procédé par conséquent se succède, et plus les grains s'augmentent. L'accroissement semble du reste se produire de plus en plus lentement. à mesure qu'on

avance vers l'extrémité du glacier, tandisque la différence relativement à la grandeur de chaque grain est beaucoup plus grande ici que plus haut. Voici les dimensions les plus grandes de ces grains de glace, que j'ai trouvés aux extrémités de plusieurs glaciers:

			ctmtr.
Sur le glacier de		Boium à peu près .	2.5
—	—	Suphelle (remanié) .	2.0
—	—	Bergset (moyen) . .	2.5
—	—	Nigar	4.0
—	—	Tunsbergdal	10.5
—	—	Åbrække	2.0
—	—	Brigsdal	2.5
—	—	Melkevold	2.5
—	—	Gredung	4.0
—	—	Stegeholten	3.5
—	-	Lodal (proprement dit)	10.5
—	--	Kåbe	10.5
—	—	Stryn	10.5
—	—	Snehætten	8.0

Plus le grain est grand, plus la forme sous laquelle il se présente est irrégulière. Les grains les plus grands sont ordinairement entourés de petits. Il est certainement bien rare de trouver deux grains de quelque grandeur immédiatement à côté l'un de l'autre. Les grains sont pour ainsi dire encastrés l'un dans l'autre. L'un dégagé l'on saurait en général facilement les éplucher l'un après l'autre sans leur porter atteinte en rien. On trouve, que la surface de plusieurs grains (peutêtre surtout de ceux, qui sont les plus petits) est sillonnée par de petites dépressions sous forme de canaux, qui indiquent probablement les limites entre les grains séparés, qui par leur réunion ont formé le grand. Il-y-en avait quelques uns, dont les surfaces étaient tout à fait ridées.

La structure lamelleuse, dont j'ai déjà indiqué les détails en décrivant le glacier de Boium, se trouve peutêtre dans tous les glaciers, mais à peine dans leurs parties supérieures; quant à moi je ne l'ai jamais aperçue là, quoique l'occasion ne m'en ait pas manquée. J'ai déjà mentionné, que cette structure est moins nettement accusée, à mesure qu'on descend vers l'extrémité du glacier, ce qui est peutêtre aussi le cas avec la profondeur. Dans l'intérieur des crevasses longitudinales du glacier de Boium, dans lesquelles je me fis descendre plusieurs fois au moyen d'une corde jusqu'à la profondeur d'environ 16m., elle devenait moins tranchée et était moins nettement accussée dans la profondeur que vers la surface, mais cette nuance pourrait bien n'être due qu'à la lumière plus faible, qui régnait dans la profondeur de la crevasse. Je n'ose rien présumer de la manière d'être des bulles d'air, qui du reste eussent été le point décisif de cette question. Dans la glace bleue aussi bien que dans la glace blanche les bulles diminuaient sensiblement avec la profondeur accroissante, mais leur nombre ne diminuait pas proportionellement. Dans l'intérieur du glacier de Boium je jugeais la moyenne des diamètres des bulles dans la profondeur de 16m. approximativement à 1mm., dans la profondeur de 7m. à 1.mm.5, tandis-qu'elle était à la surface d'un diamètre de 2m. Cependant il n'était pas rare, surtout dans les bandes de glace bleue, de voir des bulles d'air développées jusqu'à une grandeur bien de fois plus considérable. En général les bulles conservent la forme globuleuse, mais il n'est pas rare du reste, surtout dans les bandes de glace bleue, de rencontrer des bulles de la forme la plus irrégulière. Souvent plusieurs bulles se sont jointes en une seule, qui ainsi se prolonge en fil ou en chaine de perles. Il m'est aussi arrivé de voir, à l'intérieur des grains de glace trouvés aux extrémités des glaciers, des plans parallélement allignés, qui pourraient bien être des bulles originaires d'air complètement aplaties; cependant je n'ai pu apercevoir de formes transitives entre la forme globuleuse et cette forme tout à fait aplatie. Dans les bandes de glace blanche ces globules arrondis ne semblent contenir que de l'air, mais il-y-a toutefois dans la glace bleue des bulles, qui contiennent une quantité d'eau plus ou moins grande. La glace blanche renferme une plus grande quantité de ces bulles que la glace bleue, et en outre elle en diffère par sa dureté plus grande.

Il n'-y-a pas à douter, que la structure lamelleuse se trouve en rélations intimes avec la pression. Les dispositions de cette structure dans les divers courants glaciaires, qui constituent ensemble le glacier de Lodal, contribuent de beaucoup à confirmer cette supposition. Comment une pression uniforme saurait provoquer une structure de cette espèce n'est pas une chose, qui s'explique facilement. Il est facile au contraire selon moi de comprendre, qu'une pression inégale et se faisant sentir par intervalles puisse le faire. Une pression, qui en certaines localités d'un glacier est augmentée tout d'un coup, doit exercer une action toute particulière sur la masse glaciaire de cet endroit. Ces pressions, en déterminant dans ces localités une fonte plus prononcée, doivent produire dans la glace une imbibition d'eau plus forte qu'en d'autres endroits, et c'est pourquoi il arrive parfois, que les cloisons des diverses globules d'air se consument, en sorte que leur nombre se diminue sensiblement. Par conséquent cette glace changera d'aspect et deviendra plus trans-

parente, ou paraitra d'une couleur plus bleue que le surplus de la glace, — coloration, que la glace doit conserver, après que la pression a diminué (par suite de quoi l'eau de la fonte géléra en partie ou tout á fait; toutefois les cloisons fondues des bulles se formeront rarement de nouveau). Si une surface plus ou moins grande est soumise à une pression subitement croissante, il s'ensuivra, d'après ce que j'ai dit plus haut, qu'il se formera une couche plus ou moins grande de glace d'une couleur plus bleue. C'est une suite de la nature du mouvement progressif des glaciers, qu'il existe de telles pressions soumises à des intermittences. Comme j'espère par la suite pouvoir démontrer d'une manière suffisamment évidente, que ce mouvement est des plus variables quant au temps et au lieu. Quand pendant un temps déterminé le mouvement d'une partie du glacier est très fort, il résulte des pressions augmentées sur les glaces situées en avant de cette partie; et ce sont surtout les parties de glace, qui sont les plus rapprochées vers les parties de la masse glaciaire, où le mouvement est excessivement fort, qui en seront principalement affectées. Si le mouvement de cette partie est à peu près momentané, ce ne sera qu'une tranche tout à fait mince, qui se trouvera affectée d'une manière sensible par l'augmentation de la pression sur la glace de devant, et par conséquent il se formera une tranche toute mince de glace bleue. Des pressions soumises à des intermittences et à des variations fortes et répétées auront selon moi surtout lieu dans les cascades de glace; il est aussi probable, que c'est ici le lieu de naissance de la plupart des lames d'une teinte bleue. J'ai aussi observé, que la structure lamelleuse est plus nettement accusée, à mesure qu'en partant de la pente terminale on s'approche des cascades glaciaires. Les lames sont d'abord d'une position perpendiculaire à la direction de la pression, où elles sont vers le sommet d'une partie aplatie d'un glacier d'une position à peu près verticale. Leur inclinaison de plus en plus forte, à mesure qu'on s'approche de l'extrémité du glacier, s'explique par la vitesse différente des couches superficielles ou sousjacentes. La variation de la vitesse des divers points explique, que les lames se présentent à la surface sous la forme d'une courbe, la convexité tournée en bas. La direction et l'inclinaison des lames ne sont pas toujours si normales. J'ai déjà mentionné, que dans le glacier de Lodal les lames étaient en partie longitudinales, ou bien qu'elles se dirigeaient parfois obliquement d'amont en aval d'une rive de glacier à l'autre. La transition des lames d'origine transversales en lames fléchies en aval se manifestaient précisement à partir du point, où un nouveau courant glaciaire venait se réunir au courant principal, — affluent qui devait exercer une pression latérale d'une action des plus fortes sur le premier. Je suis surtout porté à présumer, que cette pression a été capable, non seulement de changer la direction des lames originelles en les fléchissant, mais aussi de créer des lames nouvelles, quand je prends en considération, que les lames en question se dessinent beaucoup plus distinctement du côté méridional du glacier après, qu'avant la jonction de l'affluent du glacier de Snehætten. Je n'observais pas cependant, ainsi qu'on l'aurait pu croire, d'entrecroisements de lames; mais dans plusieurs endroits (pas seulement du glacier de Lodal, proprement dit, mais aussi des trois autres glaciers, et peutêtre surtout le long des moraines médianes) je remarquais, que les lames étaient d'un parcours irrégulièrement courbé.

Pour obsever la marche des glaciers j'ai toujours à une exception près entrepris les mesurages de la manière suivante: Ayant d'abord choisi mes différentes stations d'observation j'ai eu soin de marquer sur la pierre servant de point d'appui la place exacte, qu'a occupé le théodolite. Une ligne de mire a été fixée au moyen de marques naturelles ou artificielles. Cela fait mon assistant, toujours un homme de confiance, muni d'un forêt, de pieux et d'un baton ferré pointu s'est rendu sur le glacier à un point de distance convenable; au moyen de mes signaux, convenus d'abord, il place le baton pointu à un point de la ligne de mire. Sur ce point il fore un trou d'environ 0.m·3 de profondeur et plante ici un pieu. Il se rend alors à un autre point d'une distance convenable du premier, et la même manoeuvre se répète, et ainsi de suite. Le lendemain le théodolite ayant été posé et la filament de la longevue ramené à la ligne de mire fixe, mon assistant se rend au pieu le plus rappoché, et après avoir de nouveau, au moyen du baton et des signaux, trouvé le point d'alignement, il enlève le pieu et l'enfonce dans le trou de forage fait sur le point trouvé. Le pieu est alors aligné, et en mesurant rigoureusement la distance, qui sépare maintenant le pieu de son trou de forage ancien, il a le mouvement du glacier à ce point. Puis mon assistant se rend au pieu le plus rapproché, où il agit de la même manière, et ainsi de suite. Pour l'assistant il s'agit ici de fixer le point nouveau dans la perpendiculaire du point ancien à la ligne de mire; moins le mouvement du glacier est

grand, plus une déviation de la perpendiculaire sera marquante. Les observations ont été faites avec le plus grand soin sous ce rapport. Quant à la variation, souvent très grande, de la distance entre les divers pieux, il se peut bien, qu'elle ait été choisi à dessein, mais elle a aussi souvent été le résultat des circonstances locales. Les lignes de mire transversales sont toutes perpendiculaires (ou à peu près) aux lignes moyennes du glaciers. Les circonstances n'ont pas cependant permis de marquer les lignes de mire latérales en sorte, qu'elles sont parallèles aux lignes moyennes des glaciers. Les mesurages, qui au glacier de Boium sont faits à la ligne intitulée „la ligne de période“, ont été organisés de la manière suivante: Une planche percée de trous distants de deux pouces les unes des autres, dans les trous des chevilles de bois, fut placée sur le glacier parallèle à la direction supposée du mouvement progressif du glacier. Le théodolite resta toujours, pendant qu'on examina ce mouvement à la même station, et si pendant ce temps il fallait mesurer le mouvement sur d'autres points (NB. de la même station), la longuevue était au moyen du cercle horizontal remise à son ancienne direction. En agissant de cette manière je pouvais être sûr, que la ligne de mire était toujours exactement la même, ce qui était surtout important là, où il s'agissait de mesurer des longueurs souvent très petites. Comme la longuevue était très forte et la distance petite, je pouvais avec une sûreté assez grande, au moyen des chevilles, qui étaient minces et affilées juger jusqu'à la dixième d'un pouce. Mon intention, en arrangeant les lignes latérales, était de pouvoir examiner, s'il-y-avait des mouvements du glacier du milieu vers les bords. „La ligne de période“ avait été établie afin de pouvoir examiner, s'il-y-avait des périodicités en petit dans le mouvement glaciaire, mais il se montra tout de suite, que cela, du moins sous les circonstances présentes, ne pouvait pas se faire. Les résultats, que j'obtins et par cette ligne et par les autres, indiquent positivement, ainsi qu'on va le voir, que la périodicité ne se fait pas démontrer en détail. Partout le mouvement trouvé est calculé par heure, et la moyenne a été prise séparément pour chaque point mesuré. Les déviations entre cette moyenne et chaque mouvement séparément mesuré sont posées dans une colonne particulière. Le signe de + avant la déviation indique, que le mouvement mesuré a été plus grand que la vitesse moyenne, ÷ indique tout le contraire. Quant à la ligne de periode la déviation a été calculée rélativement au mouvement moyen dans le point ligne I, ce point ne se trouvant en effet éloigne que de quelques mètres de l'endroit, où j'avais placé la planche. Quant aux observations sur le temps je n'ai noté, ainsi qu'on va le voir, que l'heure de chaque ligne de mire, c'est à dire le chiffre moyen des deux heures, où le premier et le dernier pieu de la même ligne fut mesuré; cependant je me suis permis une erreur de 5 minutes au plus; les points de chaque ligne ont toujours été mesurés dans le même ordre, de façon que toute l'erreur, qui en pourrait résulter entre deux mesurages du même point, ne surpasse certainement pas 10 minutes. A la ligne de période le temps est naturellement exact à la minute. On commence le jour à partir de 8 heures du matin. Le mouvement a été mesuré en pouces duodecimals Norvégiens (un pouce duodecimal Norvégien = 26.15 mm.). Du reste je renvoie au tracé suivant des trois glaciers, dont j'ai mesuré le mouvement.

Mouvement du glacier de Boium. 1868.

Dates et heures.	Lignes de mire et pieux.	Heures passées.	Heures du jour.	Heures de la nuit.	Mouvement mesuré.	Vitesse par heure.	Déviation de la vitesse moyenne.	Remarques.
								Toutes les observations sur la
Juillet. 21. 8 m.	Ligne I. 1	41.0′	17.0′	24.0′	14.5	0.35	+ 0.02	température sont faites d'après
10 -	— II. 1	47.0′ (for 1–2)	23.0′ (for 1–2)	24.0′ (for 1–2)	34.0	0.72	— 0.05	le thermomètre centigrade.
- -	— - 2				36.0	0.77	— 0.03	Minimum sur le glacier 3°.3
7.30′ m.	— latér. a	40—45			0.0	0.00	-- 0.16	6h. s. - - — 10°.5
6 s.	— — a	10.50′	10.0′	0.30′	6.3	0.60	+ 0.44	Couvert, petite pluie le soir.
— 22. 3 s.	Ligne I. 1	31.0′	19.0′	12.0′ (for I. 1 to II. 2)	8.0	0.26	— 0.07	Pluie la nuit et presque toute
4.30′ s.	— II. 1	30.30′	18.30′		24.0	0.29	+ 0.02	la journée.
5 s.	— 2	31.0′	19.0′		24.0	0.77	+ 0.03	8h. m. près du glacier 11°.0.
3.30′ s.	latér. a	21.30′ (for a–c)	9.30′ (for a–c)	12.0′ (for a–c)	4.0	0.19	+ 0.03	9h. s. — - -- 14°.0.
- -	— - b				5.0	0.23	+ 0.03	
-	- - c				4.0	0.19	0.00	

Dates et heures.	Lignes de mire et pieux.	Heures passées.	Heures du jour.	Heures de la nuit.	Mouvement mesuré.	Vitesse par heure.	Déviation de la vitesse moyenne.	Remarques.
Juill. 23. 4.30′ s.	Ligne I. 1	25.30′	13.30′		8.5	0.33	0.00	Nuageux.
8.30′ m.	— II. 1	16.0′	4.0′	12.0′	14.0	0.88	+ 0.11	$7^{h.}$ m. prés du glacier 13°.0.
—	— - 2	15.30′	3.30′		13.0	0.84	+ 0.10	Température s'abaissant.
5 s.	— latér. a				3.3	0.13	— 0.03	$6^{h.}$ s. prés du glacier 6°.0.
—	— — b	25.30′	13.30′	12.0′	7.5	0.29	+ 0.09	
—	— — c				6.0	0.24	+ 0.05	
10 m.	— III. 1				30.0	0.65	— 0.01	
—	— - 2				36.0	0.77	— 0.01	
—	— - 3	46.30′	22.30′	24.0′	39.0	0.84	— 0.03	
—	— - 4				36.0	0.77	- 0.08	
—	— - 5				36.0	0.77	— 0.04	
— 24. 11.30′m.	Ligne I. 1	19.0′	7.0′	12.0′	7.5	0.39	— 0.06	Couvert. Vent du N.
1 s.	— II. 1	28.30′	16.30′	12.0′	19.0	0.67	— 0.10	Minimum sur le glacier 0°.6.
—	— - 2				19.7	0.69	— 0.05	— prés du — 3°.6.
12 midi	— latér. a				3.0	0.16	— 0.00	$11^{h.}$ m. — — 9°.0.
—	— — b	19.0′	7.0′	12.0′	5.0	0.26	+ 0.06	$8^{h.}$ s. — — 10°.0.
—	— — c				5.5	0.29	— 0.10	$9^{h.}$ s. — — 11°.0.
3 s.	— III. 1				17.0	0.59	— 0.07	
—	— - 2				19.7	0.68	— 0.10	
—	— - 3	29.0′	17.0′	12.0′	22.0	0.76	- 0.11	
—	— - 4				21.5	0.74	— 0.11	
—	— - 5				19.0	0.75	— 0.16	
— 25. 9.30′m.	Ligne I. 1	22.0′	10.0′	12.0′	7.5	0.34	+ 0.01	Nuageux.
8.30′m.	— II. 1	19.30′	7.30′	12.0′	15.0	0.77	0.00	Minimum sur le glacier 2°.3.
—	— - 2				13.0	0.67	— 0.07	$12^{h.}$ midi — — 7°.0.
10 m.	— latér. a				3.5	0.16	0.00	Minimum prés du — 7°.0.
—	— — b	22.0′	10.0′	12.0′	3.5	0.16	— 0.04	$5^{h.}$ s — — 8°.5.
—	— — c				2.7	0.12	— 0.07	
7 m.	— III. 1				11.0	0.69	+ 0.03	
—	— - 2				14.3	0.89	+ 0.11	
—	— - 3	16.0′	5.0′	11.0′	15.3	0.96	+ 0.09	
—	— - 4				15.0	0.94	+ 0.90	
—	— - 5				14.7	0.92	+ 0.11	
— 26.								$8^{h.}$ m. prés du glacier 7°.0.
								$2^{h.}$ s. — — 16°.5.
								$8^{h.}$ s. — — 13°.0.
								Serein. Presque calme.
— 27. 9 m.	Ligne I. 1	47.30′	23.30′	24.0′	15.5	0.33	0.00	Beau temps.
10.30′m.	— II. 1	50.0′	26.0′	24.0′	36.0	0.72	— 0.05	Minimum sur le glacier 2°.1.
—	— - 2				35.3	0.71	— 0.03	$12^{h.}$ midi — — 13°.2.
9.30′m.	— latér. a				6.3	0.13	— 0.03	Temp. variant de 13° à 15°.
—	— — b	47.30′	23.30′	24.0′	16.3	0.34	+ 0.14	$7^{h.}$ s. sur le glacier 13°.8.
—	— — c				18.0	0.38	+ 0.19	Temp. variant de 11° à 14°.
11.30′m.	— III. 1				37.0	0.70	+ 0.04	Minimum prés du glacier 3°.7.
—	— - 2				44.0	0.84	+ 0.06	$8^{h.}$ s. - — 9°.5.
—	— - 3	52.30′	27.30′	25.0′	47.7	0.91	+ 0.04	
—	— - 4				49.5	0.94	+ 0.09	
—	— - 5				50.0	0.95	+ 0.14	
— 28. 11 m.	Ligne I. 1	26.0′	14.0′	12.0′	6.0	0.25	— 0.08	Beau temps le matin. Pluie le soir.
9.30′m.	— II. 1	23.0′	11.0′	12.0′	20.0	0.83	+ 0.06	
—	— - 2				17.3	0.75	+ 0.01	Minimum sur le glacier 6°.0.
10.30′m.	— latér. a				9.0	0.36	+ 0.20	$11^{h.}$ m. — — 10°.0.
—	— — b	25.0′	13.0′	12.0′	10.0	0.40	+ 0.20	$8^{h.}$ m. prés du — 13°.0.
—	— — c				15.0	0.60	+ 0.41	$8^{h.}$ s. — — 12°.0.

Dates et heures.	Lignes de mire et pieux.	Heures passées.	Heures du jour.	Heures de la nuit.	Mouvement mesuré.	Vitesse par heure.	Déviation de la vitesse moyenne.	Remarques.
Juill. 28. 9 m.	— III. 1	21.30′	9.30′	12.0′	14.0	0.65	— 0.01	Les mesurages de cet jour peuvent être moins sûrs à cause
—	— - 2				15.0	0.70	— 0,08	d'un petit dérangement du
—	— - 3				18.5	0.86	— 0.01	niveau.
—	— - 4				18.0	0.84	— 0.01	Le niveau réparé le soir.
—	— - 5				16.5	0.77	— 0.04	
— 29. 9 m.	Ligne I. 1	22.0′	10.0′	12.0′	3.0	0.14	— 0.19	Ces mesurages sont peutêtre moins sûrs à cause du petit
8.30′m.	— latér. a				0.3	0.01	— 0.15	dérangement du niveau.
—	— — b				2.7	0.12	— 0.08	
	— — c				3.0	0.14	— 0.05	
6 s.	— — a	9.30′	9.30′	0.0′	0.6	0.06	— 0.10	Beau temps.
—	— — b				1.6	0.17	— 0.03	11h. m. sur le glacier 12°.0.
—	— c				2.1	0.22	+ 0.03	8h. m. près du — 12°.0.
12 midi	— de période	2.48′	2.48′	0.0′	0.5	0.18	— 0.15	8h. s. — — 12°.0.
5 s.	— - -	5.0′	5.0′		0.5	0.10	— 0.23	
6.30′s.	— - -	1.30′	1.30′		0.8	0.53	+ 0.23	
— 30. 10 m.	Ligne I. 1	25.0′	13.0′	12.0′	11.5	0.46	+ 0.13	Beau temps.
1.20′s.	— - 1	6.20′	6.20′	0.0′	1.5	0.24	— 0.09	Minimum sur le glacier 6°.0.
9 m.	— latér. a	15.0′	3.0′	12.0′	2.5	0.17	+ 0.01	11h. m. — — 10°.0.
—	— b				2.3	0.15	— 0.05	8h. m. près du — 13°.0.
—	— — c				2.1	0.14	— 0.05	8h. s. — — 12°.0.
4.45′s.	— a	7.45′	7.45′	0.0′	0.9	0.12	— 0.04	
—	— — b				1.0	0.13	— 0.07	
—	— — c				1.0	0.13	— 0.03	
11.30′m.	— de période	1.30′	1.30′	0.0′	0.2	0.13	— 0.20	
12 midi	— - —	0.30′	0.30′		0.1	0.20	— 0.13	
4 s.	— - —	4.0′	4.0′		1.4	0.35	+ 0.02	
4.30′s.	— - —	0.30′	0.30′		0.1	0.20	— 0.13	
6.20′s.	— - —	1.50′	1.50′		1.4	0.77	+ 0.44	
— 31. 7 s.	Ligne I. 1	26.40′	14.40′	12.0′	11.0	0.41	+ 0.08	Presque couvert. Vent du N.
12.30′s.	— latér. a	19.45′	7.45′	12.0′	3.0	0.16	0.00	Minimum sur le glacier 2°.0.
—	— — b				4.0	0.20	0.00	11.30′m. sur le glacier 8°.6-9°.4.
—	— — c				0.5	0.03	— 0.16	
6.30′s.	— — a	6.0′	6.0′	0.0′	0.5	0.08	— 0.06	Minimum près du glacier 4°.4.
—	— — b				0.3	0.05	— 0.15	
—	— — c				0.0	0.00	— 0.19	
Août 1. 10.30′m.	Ligne I. 1	15.30′	3.30′	12.0′	7.7	0.50	+ 0.17	Nuageux.
10 m.	— latér. a				1.0	0.06	— 0.10	9h.30′m. sur le glacier 8°.0.
—	— — b				2.0	0.13	— 0.07	8h. m. près du — 9°.0.
—	— — c				0.3	0.02	— 0.17	

Mouvement du glacier de Tunsbergdal. 1868.

Dates et heures.	Lignes de mire et pieux.	Heures passées.	Heures du jour.	Heures de la nuit.	Mouvement mesuré.	Vitesse par heure.	Déviation de la vitesse moyenne.	Remarques.
Août. 30. 4 s.	Ligne latér. a	30.0′	18.0′	12.0′	4.0	0.13	+ 0.01	Pluie le matin; froid.
—	— — b				4.3	1.14		8h. m. près du glacier 6°.5.
— 31. 9.30′m.	Ligne I. 1	16.30′	4.30′	12.0′	3.5	0.21	— 0.02	Nuageux.
10 m.	— latér. a	18.0′	6.0′	12.0′	2.5	0.14	+ 0.02	8h. m. près du glacier 7°.0.
								10h.30′m. — — 12°.0.

Dates et heures.	Lignes de mire et pieux.	Heures passées.	Heures du jour.	Heures de la nuit.	Mouvement mesuré.	Vitesse par heure.	Déviation de la vitesse moyenne.	Remarques.
Septbr. 1. 1 s.	Ligne II. 1	22.30'	10.30'	12.0'	8.5	0.38	+ 0.01	Nuit froide; de la neige le ma-
—	— - 2				8.5	0.38	+ 0.01	tin tout en bas de la mon-
—	— - 3				9.3	0.41	0.00	tagne. De la pluie avec neige
—	— - 4				12.0	0.53	+ 0.02	de ONO toute la journée.
—	— - 5				14.5	0.64	+ 0.01	8$^{h.}$ m. près du glacier 4°.5.
—	— - 6				14.0	0.62	0.00	7^{h} 30's. — — 6°.9.
— 2. 11 m.	Ligne I. 1	49.30'	25.30'	24.0'	13.0	0.26	+ 0.03	Froid la nuit et le matin.
11.30'm.	— latér. a				4.3	0.09	— 0.03	Frais du NO avec pluie et
9 m.	— II. 1	20.0'	8.0'	12.0'	7.5	0.37	0.00	neige sur les montagnes;
—	— - 2				7.5	0.37	0.00	plus tard dans la journée
—	— - 3				8.5	0.42	+ 0.01	beau.
—	— - 4				10.0	0.50	— 0.00	7$^{h.}$ m. près du glacier 4°.0.
—	— - 5				12.5	0.62	— 0.01	10.$^{h.}$30'm. — — 10°.0.
—	— - 6				12.5	0.62	0.00	

Mouvement du glacier de Lodal. 1869.

Dates et heures.	Lignes de mire et pieux.	Heures passées.	Heures du jour.	Heures de la nuit.	Mouvement mesuré.	Vitesse par heure.	Déviation de la vitesse moyenne.	Remarques.
Août 13. 11.30'm.	Ligne II. 1	16.45'	4.45'	12.0	0.0	0.000	— 0.055	Beau temps; peu nuageux.
—	— - 2				1.1	0.066	— 0.100	Vent du N. Probablement très
—	— - 3				1.3	0.078	— 0.105	froid sur le glacier la nuit,
—	— - 4				3.5	0.209	— 0.009	les flaques d'eau étant assez
—	— - 5				2.5	0.149	— 0.063	fortement glacées la matin.
—	— - 6				3.0	0.179	— 0.046	8$^{h.}$ m. près du glacier 9°.0.
—	— - 7				5.0	0.299	+ 0.131	8$^{h.}$ s. — — 10°.9.
1.15's.	— III. 1	25.30'	13.30'	12.0	0.0	0.000	— 0.047	3$^{h.}$ s. sur le — 5°.0.
—	— - 2				2.5	0.098	— 0.019	
—	— - 3				4.5	0.176	+ 0.036	
—	— - 4				6.0	0.235	+ 0.055	
—	— - 5				6.5	0.255	+ 0.068	
—	— - 6				8.0	0.314	+ 0.104	
—	— - 7				8.1	0.318	+ 0.097	
—	— - 8				8.5	0.333	+ 0.105	
—	— - 9				10.3	0.404	+ 0.151	
—	— - 10				12.3	0.482	+ 0.203	
—	— - 11				12.5	0.490	+ 0.197	
—	— - 12				14.3	0.561	+ 0.264	
— 14. 1 s.	Ligne I. 1	27.15'	15.14'	12.0	1.5	0.055	+ 0.010	Belle journée. Vent du N.
—	— - 2				3.3	0.121	+ 0.063	Froid la nuit. De la glace
—	— - 3				3.1	0.114	— 0.007	sur les eaux stagnantes du
—	— - 4				2.5	0.092	+ 0.001	glacier le matin.
—	— - 5				2.5	0.092	+ 0.001	12$^{h.}$.30's sur le glacier 5°.0.
—	— - 6				1.1	0.041	— 0.044	2$^{h.}$ s. près du — 15°.2.
13.30'm.	— II. 1	24.0'	12.0'	12.0'	2.0	0.083	+ 0.028	5^{h} s. — — 12°.1.
—	— - 2				5.0	0.208	+ 0.042	8$^{h.}$ s. — — 9°.6.
—	— - 3				7.1	0.296	+ 0.113	
—	— - 4				8.5	0.354	+ 0.136	
—	— - 5				8.0	0.333	+ 0.121	
—	— - 6				9.0	0.375	+ 0.150	
—	— - 7				6.5	0.271	+ 0.103	

Dates et heures.	Lignes de mire et pieux.	Heures passées.	Heures du jour.	Heures de la nuit.	Mouvement mesuré.	Vitesse par heure.	Déviation de la vitesse moyenne.	Remarques.
Août 14. 9.30'm.	Ligne III. 1	20.15'	8.15'	12.0'	1.5	0.074	+ 0.027	
—	— - 2				3.0	0.148	+ 0.031	
—	— - 3				3.0	0.148	+ 0.008	
—	— - 4				4.5	0.222	+ 0.042	
—	— - 5				4.3	0.212	+ 0.025	
—	— - 6				4.3	0.212	+ 0.002	
—	— - 7				4.5	0.222	+ 0.001	
—	— - 8				5.3	0.262	+ 0.034	
—	— - 9				5.6	0.276	+ 0.023	
—	— - 10				5.5	0.272	— 0.007	
—	— - 11				6.0	0.296	+ 0.003	
—	— - 12				5.3	0.262	— 0.035	
— 15. 11.45'm.	Ligne II. 1	24.15'	12.15'	12.0'	1.5	0.062	+ 0.007	Serein. Vent du N. Froid de
—	— - 2				5.0	0.206	+ 0.040	la nuit. De la glace sur
—	— - 3				5.2	0.214	+ 0.031	les eaux du glacier le matin.
—	— - 4				5.5	0.227	+ 0.009	10h. m. sur le glacier 4°.0.
—	— - 5				6.1	0.252	+ 0.040	2h. s. — — 3°.5.
—	— - 6				7.2	0.297	+ 0.072	8h.30'm. au bord du — 9°.0.
—	— - 7				5.0	0.206	+ 0.038	8h. m. près - — 12°.7.
1 s.	— III. 1	27.30'	15.30'	12.0'	1.5	0.055	+ 0.008	8h. s. - - — 9°.0.
—	— - 2				3.2	0.116	— 0.001	
—	— - 3				3.5	0.127	— 0.013	
—	— - 4				5.0	0.182	+ 0.002	
—	— - 5				5.5	0.200	+ 0.013	
—	— - 6				5.2	0.185	— 0.025	
—	— - 7				6.2	0.225	+ 0.004	
—	— - 8				6.0	0.218	— 0.010	
—	— - 9				5.7	0.207	— 0.046	
—	— - 10				7.2	0.262	— 0.017	
—	— - 11				8.5	0.309	+ 0.016	
—	— - 12				9.0	0.327	+ 0.030	
— 16. 1 s.	Ligne I. 1	48.0'	24.0'	24.0'	1.5	0.031	— 0.014	Froid la nuit. De la glace sur
—	— - 2				2.0	0.041	— 0.017	les eaux du glacier le matin.
—	— - 3				4.5	0.094	— 0.027	Couvert le matin; le soir pe-
—	— - 4				3.5	0.073	— 0.018	tites pluies par intervalles.
—	— - 5				3.6	0.075	— 0.016	7h..30'm. sur le glacier 2°.5.
—	— - 6				2.0	0.042	— 0.043	6h..30'm. près du — 10°.2.
11.30'm.	— II. 1	23.45'	11.45'	12.0'	0.1	0.004	— 0.051	8h. s. — — 9°.6.
—	— - 2				2.2	0.093	— 0.073	
—	— - 3				2.1	0.088	— 0.095	
—	— - 4				2.2	0.093	— 0.125	
—	— - 5				2.0	0.084	— 0.128	
—	— - 6				2.0	0.084	— 0.141	
—	— - 7				2.1	0.088	— 0.080	
9.45's.	— III. 1	20.15'	8.45'	12.0'	0.5	0.024	— 0.023	
—	— - 2				2.2	0.106	— 0.011	
—	— - 3				2.5	0.120	— 0.020	
—	— - 4				2.7	0.130	— 0.050	
—	— - 5				3.5	0.169	— 0.018	
—	— - 6				4.1	0.198	— 0.012	
—	— - 7				3.2	0.154	— 0.067	
—	— - 8				3.5	0.169	— 0.059	
—	— - 9				4.1	0.198	— 0.055	
—	— - 10				4.5	0.217	— 0.062	
—	— - 11				5.5	0.265	— 0.028	
—	— - 12				4.2	0.202	— 0.095	

Dates et heures.	Lignes de mire et pieux.	Heures passées.	Heures du jour.	Heures de la nuit.	Mouvement mesuré.	Vitesse par heure.	Déviation de la vitesse moyenne.	Remarques.
Août 17. 9.30'm.	Ligne I. 1				2.1	0.102	+ 0.057	Serein. Vent du N. La tem-
—	— - 2				2.0	0.098	+ 0.040	pérature de cette nuit un
—	— - 3	20.30'	8.30'	12.0'	2.2	0.107	— 0.014	peu plus douce qu'au para-
—	— - 4				2.3	0.112	+ 0.021	vant; peu de glace sur les
—	— - 5				1.7	0.083	— 0.008	puits du glacier le matin.
—	— - 6				2.0	0.098	+ 0.013	$1^{h.}$ s. sur le glacier 8°.4.
12 midi	— III. 1				2.5	0.095	+ 0.048	$8^{h.}$ m. près du — 9°.6.
—	— - 2				3.2	0.122	+ 0.005	$2^{h.}$ s. — — 14°.0.
—	— - 3				3.5	0.133	— 0.007	$8^{h.}$ s. — — 8°.4.
—	— - 4				4.7	0.179	— 0.001	
—	— - 5				3.2	0.122	— 0.065	
—	— - 6	26.15'	14.15'	12.0'	4.7	0.179	— 0.031	
—	— - 7				5.5	0.201	— 0.020	
—	— - 8				4.2	0.160	— 0.068	
—	— - 9				4.7	0.179	— 0.074	
—	— - 10				4.7	0.179	— 0.100	
—	— - 11				5.0	0.190	— 0.103	
—	— - 12				4.7	0.179	— 0.118	
— 18. 4 s.	Ligne I. 1				1.5	0.049	+ 0.004	Serein. Vent du N.
—	— - 2				2.2	0.072	+ 0.014	Froid la nuit. Le matin
—	— - 3	30.30'	18.30'	12.0'	3.0	0.098	— 0.023	de la glace sur les puits
—	— - 4				3.1	0.102	+ 0.011	du glacier.
—	— - 5				3.5	0.115	+ 0.024	$11^{h.}$ m. sur le glacier 4°.0.
—	— - 6				4.1	0.134	+ 0.049	7^{h} m. près du — 6°.9.
2.30's.	— II. 1				3.3	0.064	+ 0.009	$8^{h.}$ m. — — 8°.4.
—	— - 2				9.2	0.180	+ 0.014	$5^{h.}$ s. — — 13°.4.
—	— - 3				10.8	0.212	+ 0.029	$8^{h.}$ s. — — 10°.9.
—	— - 4	51.0'	27.0'	24.0'	10.7	0.210	— 0.008	
—	— - 5				12.0	0.235	+ 0.023	
—	— - 6				12.8	0.251	+ 0.026	
—	— - 7				14.2	0.278	+ 0.110	
1.15's.	— III. 1				1.5	0.059	+ 0.012	
—	— - 2				3.2	0.127	+ 0.010	
—	— - 3				3.5	0.139	— 0.001	
—	— - 4				5.0	0.198	+ 0.018	
—	— - 5				5.5	0.218	+ 0.031	
—	— - 6	25.15'	13.15'	12.0'	6.5	0.257	+ 0.047	
—	— - 7				7.1	0.281	+ 0.060	
—	— - 8				6.5	0.257	+ 0.029	
—	— - 9				8.1	0.321	+ 0.068	
—	— - 10				8.7	0.345	+ 0.092	
—	— - 11				7.7	0.305	+ 0.012	
—	— - 12				8.2	0.325	+ 0.028	
— 19. 9.15'm.	Ligne I. 1				0.5	0.029	— 0.016	Serein. Vent du N.
—	— - 2				0.5	0.029	— 0.029	Froid la nuit.
—	— - 3	17.15'	5.15'	12.0.	2.2	0.128	+ 0.007	12.40's. sur le glacier 9°.0.
—	— - 4				1.7	0.099	+ 0.008	$7^{h.}$ m. près du — 7°.0.
—	— - 5				2.5	0.145	+ 0.054	$8^{h.}$ m. — — 10°.7.
—	— - 6				2.5	0.145	+ 0.060	$2^{h.}$ s. — — 17°.7.
10.30'm.	— II. 1				1.7	0.085	+ 0.030	$8^{h.}$ s. — — 12°.7.
—	— - 2				3.5	0.175	+ 0.009	
—	— - 3				3.0	0.150	— 0.033	
—	— - 4	20.0'	8.0'	12.0'	4.0	0.200	— 0.018	
—	— - 5				3.7	0.185	— 0.027	
—	— - 6				2.1	0.105	— 0.120	
—	— - 7				1.5	0.075	— 0.093	

Dates et heures.	Lignes de mire et pieux.	Heures passées.	Heures du jour.	Heures de la nuit.	Mouvement mesuré.	Vitesse par heure.	Déviation de la vitesse moyenne.	Remarques.
Août 19. 11 m.	Ligne latér. a				0.5	0.025	— 0.030	
—	— — b	20.0′	8.0′	12.0′	0.5	0.025	— 0.030	
—	— — c				0.0	0.000	— 0.060	
11.45′m.	— — 1				2.1	0.093	+ 0.046	
—	— — 2				3.0	0.133	+ 0.016	
—	— — 3				3.7	0.164	+ 0.024	
—	— — 4				4.5	0.200	+ 0.020	
—	— — 5				4.5	0.200	+ 0.013	
—	— — 6	22.30′	10.30′	12.0′	4.2	0.187	— 0.023	
—	— — 7				5.0	0.222	+ 0.001	
—	— — 8				6.0	0.267	+ 0.039	
—	— — 9				5.5	0.244	— 0.009	
—	— — 10				6.1	0.271	— 0.008	
—	— — 11				7.5	0.333	+ 0.040	
—	— — 12				7.1	0.316	+ 0.019	
— 20. 11.45′m.	Ligne II. 1				1.0	0.040	— 0.015	Serein. Vent du N. Froid
—	— - 2				5.1	0.202	+ 0.036	la nuit; de la glace épaisse
—	— - 3				5.2	0.206	+ 0.023	sur les puits du glacier.
—	— - 4	25.15′	13.15′	12.0′	6.2	0.246	+ 0.028	1h.30′s. sur le glacier 7°.7.
—	— - 5				5.7	0.226	+ 0.014	6h. m. près du — 6°.5.
—	— - 6				6.0	0.238	+ 0.013	7h. m. — — 8°.4.
—	— - 7				3.2	0.127	— 0.041	3h. s. — — 17.7.
12 midi	— latér. a				1.7	0.068	+ 0.013	8h. s. — — 12°.1.
—	— — b	25.0′	13.0′	12.0′	2.1	0.084	+ 0.029	
—	— — c				2.5	0.100	+ 0.034	
10.30′m.	— III. 1				0.5	0.022	— 0.025	
—	— - 2				3.0	0.132	+ 0.015	
—	— - 3				4.0	0.176	+ 0.036	
—	— - 4				4.2	0.185	+ 0.005	
—	— - 5				4.5	0.198	+ 0.011	
—	— - 6				5.5	0.242	+ 0.032	
—	— - 7	22.45′	10.45′	12.0′	5.2	0.229	+ 0.008	
—	— - 8				5.7	0.252	+ 0.024	
—	— - 9				6.7	0.295	+ 0.042	
—	— - 10				7.5	0.330	+ 0.051	
—	— - 11				7.1	0.312	+ 0.019	
—	— - 12				7.2	0.316	+ 0.019	
— 21. 6.45′m.	Ligne I. 1				2.3	0.051	+ 0.006	Couvert. Pluie le soir.
—	— - 2				2.2	0.048	— 0.010	La nuit moins froide.
—	— - 3	45.30′	22.45′	22.45′	3.7	0.081	+ 0.040	Le matin point de glace sur
—	— - 4				3.2	0.070	— 0.021	les puits.
—	— - 5				1.5	0.033	— 0.058	7h. m. sur le glacier 4°.5.
—	— - 6				2.2	0.048	— 0.037	9h. m. — — 10°.2.
8.0′m.	— II. 1				2.0	0.099	+ 0.044	5h. m. près du — 8°.0.
—	— - 2				4.0	0.198	+ 0.032	
—	— - 3				4.5	0.222	+ 0.039	
—	— - 4	20.15′	8.15′	20.0′	4.2	0.207	— 0.011	
—	— - 5				4.7	0.232	+ 0.020	
—	— - 6				5.5	0.272	+ 0.047	
—	— - 7				4.1	0.202	+ 0.034	
8.15′m.	— latér. a				1.5	0.074	+ 0.019	
—	— — b	20.15′	8.15′	12.0′	1.2	0.058	+ 0.003	
—	— — c				2.0	0.099	+ 0.033	

Dates et heures.		Lignes de mire et pieux.	Heures passées.	Heures du jour.	Heures de la nuit.	Mouvement mesuré.	Vitesse par heure.	Déviation de la vitesse moyenne.	Remarques.
Août 21.	9.0′m.	Ligne III. 1	22.30′	10.30′	12.0′	0.0	0.000	— 0.047	
—	—	- 2				1.5	0.067	— 0.050	
—	—	- 3				1.7	0.075	— 0.065	
—	—	- 4				2.0	0.089	— 0.109	
—	—	- 5				2.5	0.111	— 0.076	
—	—	- 6				2.7	0.120	— 0.090	
—	—	- 7				3.1	0.138	— 0.083	
—	—	- 8				3.0	0.133	— 0.095	
—	—	- 9				3.5	0.156	— 0.097	
—	—	- 10				3.5	0.156	— 0.123	
—	—	- 11				3.0	0.133	— 0.160	
—	—	- 12				4.1	0.182	— 0.115	

Les résultats généraux des mesurages ci-dessus sont ceux, que nous donnons ici:

1. La glace a en même temps, qu'elle marche le long des glaciers, un mouvement latéral vers les rives.

2. Le mouvement est très inégal.

3. La vitesse va en augmentant des bords vers l'intérieur et va en se ralentissant vers les extrémités des glaciers.

On ne peut de ces mesurages conclure avec certitude, que le mouvement est plus grand le jour que la nuit. Cela est peutêtre dû à ce, que les moments d'observation n'étaient pas et ne pouvaient pas être choisis relativement à cela, et du reste le temps était en partie tel, qu'on ne doit pas présumer, que l'influence du jour et de la nuit a été bien différente.

Les valeurs moyennes résultant des mesurages sont celles du tableau que voici:

Le glacier de Boium.

	Ligne I.	Ligne II.		Ligne III.					Ligne latérale.		
	1	1	2	1	2	3	4	5	a	b	c
Vitesse moyenne pr. heure . . .	0.28	0.77	0.74	0.66	0.78	0.87	0.85	0.81	0.16	0.20	0.19
— — - 24 - . . .	7.92	18.48	17.76	15.84	18.72	20.88	20.40	19.44	3.84	4.80	4.56
	12 mes.	7 mesurages.		5 mesurages.					15 mes.	13 mesur.	

Le glacier de Tunsbergdal.

	Ligne I.	Ligne II.						Ligne latéral.	
	1	1	2	3	4	5	6	a	b
Vitesse moyenne pr. heure . . .	0.23	0.37	0.37	0.41	0.51	0.63	0.62	0.12	0.14
— — - 24 - . . .	5.52	8.88	8.88	9.84	12.24	15.12	14.88	2.88	3.36
		2 mesurages.						3 mes.	1 mes.

Le glacier de Lodal.

	Ligne I.						Ligne II.						
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	7
Vitesse moyenne pr. heure	0.053	0.068	0.104	0.091	0.091	0.085	0.055	0.166	0.183	0.218	0.212	0.225	0.168
— — - 24 -	1.282	1.632	2.496	2.184	2.184	2.040	1.320	3.984	4.392	5.232	5.088	5.400	4.032
	6 mesurages.						8 mesurages.						

	Ligne III.											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Vitesse moyenne pr. heure	0.047	0.117	0.140	0.180	0.187	0.210	0.221	0.228	0.253	0.279	0.293	0.297
— — - 24 -	1.128	2.808	3.560	4.320	4.488	5.040	5.304	5.472	6.072	6.696	7.032	7.128
	9 mesurages.											

	Ligne latérale.		
	a	b	c
Vitesse moyenne pr. heure . . .	0.055	0.055	0.066
— — - 24 - . . .	1.320	1.320	1.584
	3 mesurages.		

Il résulte de ces chiffres, que la vitesse du glacier de Boium était plus grande que celle du glacier de Tunsbergdal, mais que la vitesse de ce dernier était plus grande que celle du glacier de Lodal. Il faut du reste remarquer ici, que les vitesses latérales sont partout trop petites. L'erreur est la plus grande au glacier de Tunsbergdal, moins grande au glacier de Lodal, et la plus petite au glacier de Boium: il est ainsi possible, que le mouvement latéral au glacier de Tunsbergdal était aussi grand et peutêtre même plus grand qu'au glacier de Boium. Les pieux latéraux du glacier de Tunsbergdal ainsi que les pieux a et b du glacier de Boium étaient établis aux endroits, où les glaciers ne touchaient pas les flancs de la montagne. Si l'on compare les inclinaisons rélatives de ces trois glaciers, on voit, que la pression a tergo au dessus des parties, où j'ai mesuré le mouvement, doit être la plus grande au glacier de Boium, moins grande au glacier de Tunsbergdal et la plus petite au glacier de Lodal. L'inclinaison du sol sous les parties des glaciers, où j'avais établi mes marques, ne diffèrent pas, d'après ce que je crois, de beaucoup aux trois glaciers; elle doit cependant être la plus grande au glacier de Tunsbergdal. Je suppose, que l'inclinaison du glacier de Boium et de Lodal est de 3° à 8° et celle du glacier de Tunsbergdal de 3° à 12°; l'inclinaison de la surface est donnée sur les lithographies. Si l'on compare la vitesse des différents points de la même ligne transversale, on voit, qu'elle va en s'augmentant des bords vers l'intérieur; cependant la plus grande vitesse ne tombe pas précisément dans le milieu du glacier, mais elle s'approche plus du côté convexe, ce qui est surtout évident au glacier de Tunsbergdal ligne II. Dans le glacier de Lodal, qui est un glacier composé, il se fait voir, que les parties singulières ont gardé en partie la manière du mouvement propre à un glacier non composé, tandisque les parties différentes ont une grande influence l'une sur l'autre. Cela se fait peutêtre voir le plus clairement, quand on établit le mouvement d'une courbe de manière, qu'on regarde les distances des différents pieux comme des abscisses et les vitesses moyennes pr. heure comme des ordinates. C'est ce qu'on a fait dans les figures de la planche lithographiée litr. D. De la courbe pour la ligne III il se fait voir, comment le glacier de Snehætten augmente la vitesse du glacier de Lodal et surtout celle des parties les plus rapprochées de ce dernier glacier, et comment le glacier de Lodal et le glacier de Kåbe, qui regardés de plus près doivent être considerés comme formant un seul glacier, à leur tour ajoutent à la vitesse des parties les plus rapprochées du glacier de Stryn, qui du reste a encore conservé les traces d'une vitesse maximum dans sa partie moyenne. La forme de la courbe de la ligne II semble indiquer, que les parties différentes, dont est composé le glacier, se sont en partie fondues dans une seule; le glacier de Stryn semble avoir perdu sa vitesse maximum dans sa partie moyenne; tandisque le glacier de Snehætten la garde encore: cependant elle est avancée un peu plus vers le milieu du glacier réuni et n'est pas beaucoup plus grande que l'autre maximum, qui s'est formé au point 4 ou au milieu du glacier, — maximum qui à la ligne I devient le plus grand, tandisqu'il n'y-a que de faibles traces de l'autre. Outre une décroissance de la vitesse vers les bords les mesurages font aussi voir d'une manière assez évidente une diminution de la vitesse vers les extrémités des glaciers. Quand au glacier de Boium on compare la vitesse dans les points III.$_3$, II.$_2$ et I.$_1$, qui sont situés à peu près dans une même ligne, on voit, que les vitesses de ces points sont d'une proportion rélative de 0.87 : 0.74 : 0.33; mais la distance de III.$_3$ à II.$_2$ est d'environ 270$^{m.}$, la distance de II.$_2$ à I.$_1$ d'environ 640$^{m.}$; tandisqu' ainsi la vitesse entre III.$_3$ et II.$_2$ est diminuée avec 0.00048 pr. mètre, elle est diminuée avec 0.00064 pr. mètre entre II.$_2$ et I.$_1$, la décroissance étant ici plus grande. Si l'on traite les autres glaciers de la même manière, on a les résultats, que j'ai représentés dans le tableau suivant:

Du point à point.	Décroissance de la vitesse pr. mètre.		Du point à point.	Décroissance de la vitesse pr. mètre.	Moyenne.
		Le glacier de Boium.			
Du III.$_3$ à I.$_1$	0.000595		Du III.$_3$ à II.$_2$	0.00048	
			— II.$_2$ - I.$_1$	0.00064	
		Le glacier de Tunsbergdal.			
— II.$_4$ - I.$_1$	0.000343				

Du point à point.	Décroissance de la vitesse pr. mètre.
Du III.$_8$ à I.$_1$	0.000093
— III.$_9$ - I.$_3$	0.000078
— III.$_{11}$ - I.$_4$	0.000102
— III.$_{12}$ - I.$_6$	0.000100

Le glacier de Lodal.

	Du point à point.	Décroissance de la vitesse pr. mètre.	Moyenne.
Le glacier de Stryn	Du III.$_1$ à II.$_1$	-0.000014	0.000029
	— III.$_6$ - II.$_2$	0.000072	
Le glacier de Lodal (proprem. dit)	— III.$_8$ - II.$_3$	0.000071	0.000062
	— III.$_9$ - II.$_4$	0.000053	
	— II.$_3$ - I.$_1$	0.000104	0.000097
	— II.$_4$ - I.$_3$	0.000090	
Le glacier de Snehættèn	— III.$_{10}$ - II.$_5$	0.000091	0.000118
	— III.$_{11}$ - II.$_6$	0.000094	
	III.$_{12}$ - II.$_7$	0.000168	
	— II.$_6$ - I.$_4$	0.000106	0.000085
	— II.$_7$ - I.$_7$	0.000065	

Du tableau ci-dessus il se fait voir, qu'il-y-a partout à une petite exception près (le glacier de Stryn III.$_1$ - II.$_1$) une décroissance dans la vitesse vers les extrémités des glaciers; cette exception ne doit cependant pas compter beaucoup, les points en question étant au bord du glacier. Si l'on compare les chiffres de la deuxième colonne, l'on voit, que la décroissance est la plus grande dans le glacier de Boium, moins grande dans le glacier de Tunsbergdal, et la plus petite dans le glacier de Lodal. Ils sont ainsi de la même proportion que les vitesses absolues. Si l'on compare la décroissance dans les parties supérieures à celle des parties inférieures du même glacier, c'est à dire les chiffres, qui comptent entre les lignes III et II avec ceux, qui comptent entre les lignes II et I, on voit, que la décroissance est plus fortement accentuée dans les parties inférieures que dans les parties supérieures; cependant le glacier de Snehætten fait exception. Je crois encore devoir mentionner ici une expérience, que j'ai faite pour éclaircir le rapport entre la vitesse de la surface et celle des parties inférieures. Bien que cet essai n'amenât pas de resultats précis, il n'a pas été sans utilité. J'avais pensé, qu'on pouvait faire cette expérieure en faisant descendre un poids dans une crevasse profonde longitudinale au glacier de Boium et en posant des pieux dans la paroi de la crevasse à différentes distances de la surface suivant la corde verticale et en plongeant ensuite après quelque temps le poids du même point de la superficie du glacier; enfin on observerait, si ces points étaient restés dans la même ligne verticale; la distance entre ces points et la corde serait alors la différence du mouvement de la surface et des divers points dans l'intérieur du glacier. Mais il était impossible d'obtenir un résultat par ce procédé, car le vent, qui soufflait dans la crevasse, ne permettait pas de fixer positivement la ligne verticale. Je pouvais néanmoins constater, qu'il-y avait en effet une différence positive entre le mouvement du bord de la crevasse et celui de son fond. Je faisais cette expérience en descendant plusieurs fois pendant des jours consecutifs du même point de la crevasse (o: je faisais glisser la corde dans le même sillon sur le bord de la crevasse) à une si grande profondeur, qu'il était possible (jusqu'à 16$^{m.}$ environ). Le fond de la crevasse était rempli de neige, sur laquelle je remarquais un des pieux, qui m'avaient servi de marques, et qui était resté là un peu plus rapproché à la pente terminale du glacier que le point, qui était au dessous de moi au moment, où j'étais descendu dans la crevasse. Alors j'observais, que chaque fois que je me faisais descendre (en tout 7 fois) je me rapprochais de plus en plus vers le point au dessous duquel était resté le pieu, mais à cause de l'étroitesse de la crevasse je ne pouvais pas descendre assez profondément vers le fond pour pouvoir mesurer les distances, mais je dois supposer, que j'avançais de 5$^{ctmtr.}$ pr. 24 heures, ce qui ferait ainsi la différence entre le mouvement de la surface et un point à une profondeur de 18$^{m.}$ ou à peu près.

Je citerai aussi quelques observations faites par hasard sur la vitesse du mouvement. La première de ces observations était du 29 juillet 1868 au glacier de Boium. J'étais tout près de la voûte, d'où saillit le torrent principal. Tout à coup j'entendis un grand bruit sous le glacier. Quelques moments plus tard je voyais une plus grande quantité d'eau dans la rivière qu'à l'ordinaire et de grands glaçons se montraient (j'observais le même phénomène en été 1867 au glacier de Suphelle) et j'aperçus un bruit comme un frottement de pierres. En même temps un de mes assistants, qui était d'environ 100 pas éloigné de moi près de la moraine terminale, qui s'appuyait sur le glacier, voyait, que le sable tombait de la moraine

en grande quantité, d'où l'on doit conclure, que le glacier s'est avancé tout à coup. . L'autre cas, que j'observais au petit glacier de Suphelle le 19 août 1868 est peutêtre encore plus frappant. J'étais assis sur une pierre tout près de la voûte, occupé de mesurer la température du torrent. Tandisque j'étais là, je remarquais 7 à 8 fois, que la pierre sur la quelle j'étais assis, s'avançait, et en même temps j'entendis très distinctement, que les pierres étaient frottées les unes contre les autres. Le phénomène dura 3 à 4 minutes, et le mouvement était chaque fois très petit n'atteignant peutêtre qu'une fraction d'un millimètre. Je n'observais pas en même temps de gonflement de la rivière. J'ai deux fois observé tout à fait le même phénomène au glacier de Stegeholt. Qand on compare ces observations aux résultats, que j'ai obtenus par les mesurages dans „la ligne de période“, on est porté à croire, qu'une grande partie du mouvement se fait par secousses.

Les résultats obtenus d'après ce que j'ai mentionné ci-dessus sur la vitesse sont alors à savoir:

1. La vitesse de haut en bas est très différente dans les différents glaciers. Elle augmente avec la pression *a tergo*. La vitesse latérale est aussi différente; elle semble augmenter avec la pression *a tergo*.

2. La vitesse de haut en bas augmente promptement des bords des glaciers vers l'intérieur et atteindra en cas de déviation des glaciers un maximum sur un point, qui s'approche plus du côté convexe que du côté concave. Aux glaciers réunis on peut trouver plusieurs maxima, qui peu à peu, à mesure qu'on descend le glacier réuni, se rapprochent l'un de l'autre et finissent par se confondre.

3. La vitesse diminue vers les extrémités des glaciers. La diminution est la plus grande aux glaciers, qui s'avancent vitement et s'augmente en général (NB. le glacier du Snehætten) vers la pente terminale du glacier, ou: plus la vitesse est grande, plus grande est aussi la diminution de la vitesse.

4. La vitesse va en diminuant de la surface du glacier vers le fond.

5. Le mouvement peut se faire momentanement.

Il se fait voir des écarts de la vitesse moyenne ci dessus cités, que la déviation pour les différents points de la même ligne et pour le même jour ont ordinairement le même signe; cependant les exceptions ne sont pas rares. Les valeurs des chiffres pour les exceptions sont le plus souvent relativement très petites, mais il-y-a des cas, où elles sont assez importantes. Si l'on compare aux lignes différentes les déviations du même jour, on obtient le même résultat; les exceptions semblent cependant être plus nombreuses, mais il faut naturellement remarquer, que les mesurages des différentes lignes n'ont pas été faites en même temps, de sorte que les intervalles des mesurages des différentes lignes embrassent des différents temps des 24 heures, ce qui fait, que les mesurages sont moins comparables. On verra du reste, que les exceptions en tout annoncent un mouvement plus rapide pendant le jour que pendant la nuit. Lorsque sans égard aux signes on prend la moyenne des déviations de la vitesse moyenne de chaque point, on a les chiffres, qui avec ceux de la vitesse moyenne se trouvent dans le tableau suivant:

Le glacier de Boium.

	Ligne I.	Ligne II.		Ligne III.					Ligne latérale.		
	1	1	2	1	2	3	4	5	a	b	c
La déviation moyenne de la vitese moyenne	0.07	0.06	0.05	0.03	0.07	0.06	0.08	0.10	0.09	0.08	0.12
La vitesse moyen. pr. heure	0.33	0.77	0.74	0 66	0.78	0.87	0.85	0.81	0.16	0.20	0.19

Le glacier de Lodal.

	Ligne I.						Ligne II.						
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	7
La déviation moyenne de la vitesse moyenne	0.018	0.029	0.020	0.013	0.027	0.042	0.030	0.043	0.058	0.043	0.054	0.077	0.079
La vitesse moyen. pr. heure	0.053	0.068	0.104	0.091	0.091	0.085	0.055	0.166	0.183	0.218	0.212	0.225	0.168

	Ligne III.											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
La déviation moyenne de la vitesse moyenne	0.031	0.018	0.023	0.034	0.036	0.041	0.038	0.051	0.063	0.074	0.064	0.080
La vitesse moyen. pr. heure	0.047	0.117	0.140	0.180	0.187	0.210	0.221	0.228	0.253	0.279	0.293	0.297

Quant au glacier de Tunsbergdal j'ai trop peu d'observations pour trouver la déviation moyenue; c'est le même cas à la ligne latérale du glacier de Lodal.

De ces chiffres il se fait voir, que la déviation de la vitesse moyenne est plus grande au glacier de Boium qu'au glacier de Lodal. Si l'on compare au glacier de Lodal les déviations des points aux trois lignes, qui correspondent le plus quant à leurs positions mutuelles, c'est à dire les 6 groupes suivants des points:

III.1 II.1	III.8 II.3 I.1	III.11 II.6 I.4
III.6 II.6	III.9 II.4 I.3	III.12 II.7 I.6

on verra, que sauf quelques exceptions moins considérables il-y-a une diminution sensible des déviations vers les extrémités du glacier. Si l'on compare les déviations au glacier de Boium aux points III.3 II1 ou 2, I.1 et les points o, b et a, il se fait voir une irrégularité rélativement à cela, les déviations aux points I.1 et a étant plus grandes qu'aux points correspondants plus en haut du glacier. C'est peutêtre, parceque ces points n'étaient que quelques mètres au dessus de la base du glacier. La justesse de cette supposition se confirme, quand on considère les déviations des points suivants: au glacier de Boium III.3, au glacier de Lodal III.2, III.3, III.7, III.11, II.4, II.5, I.3, et I.4; car à ces points les déviations sont moins grandes qu'aux points les plus voisins des deux côtés, et presque tous ces points étaient situés aux endroits, où la glace dominait les parties environnantes des glaciers, où ainsi la puissance était probablement moins considérable. D'après les mesurages faits par Mr. le professeur Sexe au glacier de Boium, immédiatement avant mon arrivée en 1868 pendant un temps presque toujours chaud et beau, on trouve la déviation de la vitesse moyenne au point II.1 de 0.16 (la moyenne de la déviation ayant été calculée de 13 mesurages), tandisqu'elle n'était que de 0.06 d'apres mes 7 mesurages faits pendant un temps généralement couvert et souvent pluvieux, où la température n'était presque jamais très élevée. Mr. le professeur Sexe a trouvé pour le point II.2 les vitesses 0.45, 0.25 et 0.33 par heure. Si d'après ces mesurages l'on calcule la déviation moyenne de la vitesse moyenne, on trouve pour le point II.2 0.12 et pour I.1, 0.07. La déviation moyenne est cependant pour le premier de ces points 0.05 d'après les mesurages faits par moi et pour le deuxième 0.07. Pendant les jours que Mr. le professeur Sexe mesurait, le glacier semble avoir eu un mouvement plus inégal dans la coupe transversale ligne II, que lorsque je faisais mes mesurages, tandisque l'inégalité du mouvement est la même dans la ligne I. Il est tout à fait remarquable, que nous trouvions la même vitesse moyenne pour le point I.1. En même temps Mr. Sexe trouve pour II.1 et pour II.2 les vitesses 0.97 et 0.99 par heure, tandisque je n'ai pour ces points que 0.77 et 0.74. Il se fait ainsi voir, que l'inégalité du mouvement est allée en diminuant avec la vitesse, et si l'on compare les chiffres, qui montrent la vitesse moyenne des points différents avec les valeurs, qui sont indiquées pour la déviation moyenne de la vitesse moyenne, on a pour la plupart de ces points les mêmes résultats.

Quant à l'inégalité du mouvement nous trouvons ainsi les résultats que voici:

1. Si le mouvement d'un glacier à un temps donné sur un point est plus vite ou plus lent qu'à l'ordinaire —, les autres points du glacier auront aussi le plus souvent un mouvement plus vif ou plus lent qu'à l'ordinaire.

2. L'inégalite du mouvement va ordinairement en diminuant: a, aux glaciers moins escarpés, b, vers les extrémités des glaciers, c, vers les bords des glaciers, et d, dès le fond des glaciers — ou: les points près du fond des glaciers exceptés, l'inégalité du mouvement va en diminuant avec la vitesse.

Très souvent j'ai examiné la température de l'eau coulante ou stagnante sur les névés et sur les glaciers. Je n'ai observé qu'une seule fois une température au dessous de 0°, à savoir ÷ 0.°1 dans un petit ruisseau glaciaire; il faisait un temps serein et la température de l'air sur le glacier était 13.°8. La température la plus basse j'ai trouvée dans des eaux, qui en petite quantité coulent des champs de neige, et la température la plus élevée j'ai tronvée dans les courants glaciaires aux voûtes de glace. Aux névés la température d'eau coulante variait entre un peu plus de 0° jusqu'à 0.°8, le plus ordinaire était 0.°1 à 0.°2. Dans les ruisseaux glaciaires la température variait entre un peu plus de 0.°0 et 0.°6; ordinairement elle était de 0.°1 à 0.°3. En ces deux cas elle montait avec la quantité d'eau et avec la température de l'air. La température dans les eaux stagnantes des glaciers variait entre 0.°1 et 0.°8: ordinairement elle était de 0.°4 à 0.°5 et semblait être moins élevée dans les trous les plus profonds. Sur la température dans les torrents glaciaires j'ai fait les observations suivantes:

Quand observé.	Où observé.	Temperature de la rivière.	de l'air.	État du ciel.
1867, juillet 23, 10h. m.	La rivière du Vetlefjord environ 300m. au dessous du glacier	1.6		Serein.
— 25, 10h. m.	A l'embouchure de la rivière dans le fjord environ 11kilomtr. du glacier	5.9		Serein.
août 3, 11h. m.	La rivière de Suphelle à la voûte	0.9		Serein.
— 2, 11h. m.	La rivière de Boium à la voûte supérieure*)	3.4		
	— - — - — inférieure	2.8	11°.0	Serein.
	— - — — environ 10m. plus bas	2.8		
— 6, 5h. s.	— - — à la voûte supérieure	5°.0	12°.0	Peu nuageux.
	— - — - — inféricure	5°.0		
	— - — environ 10m. plus bas	4°.1		
— 7, 3h. s.	— - — à la voûte supérieure	5.2	14.0	Peu nuageux.
	— - — - — inférieure	5.0		
— 10, 9h. m.	— - — - — supérieure	4.2	8.0	Couvert.
	— - — - — inférieure	4.3		
1868, juillet 29, 5h. s.	— - — - — —	0.4	8—12	Nuageux.
août 15, 9h. m.	— - Lunde près du glacier	1.6	19.0	Serein.
18, 4h. 30' s.	— - Langedal à quelque distance du glacier	2.1	19.0	Serein.
— 19, 9h. 30' m.	— - Suphelle à la voûte du petit glacier	0.6	14.0	Nuageux.
— 29, 12h. midi	— - Tunsbergdal à la voûte	0.3	7—10	Couvert.
	— - — environ 100m. plus bas	0.6		
— 30, 5h. 30' s.	— - — à la voûte	0.2	7—10	Couvert.
	— - — environ 100m. plus bas	0.3		Pluie.
— 31, 10h. 30' m.	— - — à la voûte	0.3	12.0	Nuageux.
	— - — environ 100m. plus bas	0.5		
septbr. 2, 10h. m.	— - — à la voûte	0.3	10.0	Nuageux.
	— - — cnviron 100m. plus en bas	0.5		
— 6, 2h. s.	— - Bergset à la voûte	0.4	12.0	Couvert.
— 7, 2h. s.	— - Nigar — —	0.3	11.5	Brouillard.
	— - — près du Nigar	0.6		
— 8, 10h. 30' m.	— - Fåbergstøl environ 100m. du glacier	0.6	8°.0	Brouillard, pluie.
1869, juillet 11, 5h. s.	— - Suphelle à la voûte	0.75	12.0	Nuageux.
— 29, 10h. 30' m.	— - Åbrække — —	0.5	8.0	Demi couvert.
— - 4h. s.	— - Brigsdal — —	1.0	11.0	Peu nuageux.
— - 5h. 30' s.	— - Melkevold — —	0.4	12.0	Peu nuageux.
août 1, 5h. 30' s.	— - Gredung — —	1.0	8.0	Nuageux.
— 14, 5h. s.	— - Stegeholt — —	0.5	12.0	Serein.
— 15, 8h. 30' m.	— - Lodal — —	0.5	9.0	Serein.
— - 2h. 30' s.	— - — — —	0.5	10 à 12	Serein.
— 27, 9h. 45' m.	— - Suphelle à la voûte du petit glacier	0.4	6°	Brouillard, pluie.

*) Là, où la rivière de Boium jaillissait du glacier, il s'était en 1867 pour ainsi dire formé deux voûtes à un distance d'environ 5m. l'une de l'autre, probablement parceque la paroi de la voûte originale en partie s'était fondue ou écroulée.

Dans la glace des glaciers j'ai aussi bien souvent observé la température en y forant des trous, dans lesquels j'ai enfoncé des thermomètres, dont les reservoirs mercurials cylindriques avaient le même diamètre que le foret. Sauf des exceptions notées plus bas j'ai toujours trouvé la température dans de tels trous être 0°, cependant avec une petit tendance à monter. Trois fois j'ai trouvé la temperature de ÷ 0°.1 et une fois + 0°.14. Dans un entassement de neige près du glacier de Boium à 11h. 30' m. j'ai avec trois thermomètres trouvé la température ÷ 0°.2. Le minimum de la nuit était à cet endroit + 3°.8 et la température de l'air au moment d'observation au moins + 9°. Afin d'examiner jusqu'à quel point le froid pendant l'hiver peut pénetrer dans les glaciers, j'ai enfoui au mois d'août 1867 deux thermomètres minima dans une profondeur respective de 4.1 et 2.5 mètres. Ces deux thermomètres ont été mis sur des morceaux de liège flottants sur alcohol et renfermés dans de globes ou demi-boules de fer creusées et vissées. En juin 1868, quand je les ai deterrées, j'ai retrouvé les globes environ 65m. plus bas et dans une profondeur respective

de 1.1 et de 0.6 mètres. Le globe, qui occupait la place supérieure dans le glacier, n'était pas alors couvert de glace; les globes ne paraissaient pas avoir subi aucun mouvement violent. En ouvrant les globes j'ai trouvé au thermomètre le plus profondement enterré la température minima être de + 0°.24 ou peutêtre de + 0°.30 (la correction du thermomètre n'est pas tout à fait sure); dans l'autre l'esprit s'était séparé. En septembre 1868 j'ai encore de la même façon enterré deux thermomètres minima dans le glacier de Boium. En arrivant au glacier au commencement de juillet 1869 je trouvais les boules 75 m. ou à peu près plus en bas et sans être couvertes de glace. Il ne restait alors du trou, dans lequel elles avaient été enfouies, qu'un enfoncement d'environ 0 m.6 de profondeur. Naturellement chaque fois la glace, avec laquelle les trous après l'enfouissement avaient été remplis, a été rendue aussi compacte que possible. Je ne trouvais pas non plus la dernière fois des traces d'aucun mouvement violent, auquel les globes auraient été sujets. Dans le thermomètre supérieur l'esprit s'était séparé, l'autre montrait un minimum de ÷ 0.6. Il est du reste probable, que les globes sont restés assez long temps à la surface, de façon que cette température puisse être due au rayonnement.

De la température de l'air à de différentes profondeurs de crevasses j'ai les observations suivantes, qui toutes ont été faites dans une crevasse longitudinale du glacier de Boium.

Quand observé.			Dans quelle profondeur.	Température de l'air.
1868, juillet	28	midi	11 m..3	12°.8—14°.8
—	-	—	0 m..0	12°.8—15°.5
—	29	11 h. m.	11 m..3	6°—7°
—	-	—	0 m..0	12°.0
—	30	—	15 m..7	7°.0
—	-	—	7 m..5	8°.0
—	-	—	0 m..0	10°.0
—	-	5 h. s.	15 m..7	2°.4
—	-	—	7 m..5	8°.0
—	-	—	0 m..0	11°.0
—	31	11 h. 30' m.	15 m..7	2°.0
—	-	—	7 m..5	6°.4
—	-	—	0 m..0	8°.6—9°.4
—	-	5 h. 30' s.	15 m..7	3°.2
—	-	—	7 m..5	6°.7
—	-	—	0 m..0	8°.0
août	1	9 h. 30' m.	15 m..7	1°.6
—	-	—	7 m..5	5°.7
—	-	—	0 m..0	8°.0

Il-y-avait toujours dans la crevasse un courant d'air assez vif et très égal, qui soufflait en dehors vers le bord du glacier, et comme on peut le voir par les observations, ce vent souterrain était d'une température variante, ce qui était aussi très souvent le cas avec l'air, qui soufflait à la surface du glacier. Aussi j'ai toujours observé un courant d'air semblable, qui venait des voûtes, où il m'a semblé être d'une force d'autant plus grande, que le cours des torrents glaciaires était plus rapide. Quoique la température de ce courant d'air (pendant l'été) fut certainement toujours de beaucoup au dessus de 0°, il est cependant très difficile de la mesurer avec quelque sûreté, parcequ'on ne peut éviter, que la température de l'air en dehors ne soit de quelque effet sur le thermomètre. Toutes les observations de la température ont été faites avec des thermomètres, qui ont été examinés à l'Institut météorologique de Christiania.

Toutes les températures que j'ai trouvées sont à deux exceptions près au dessus de 0°. Ces deux exceptions me sont toutes deux également inexplicables, mais étant tout à fait isolées elles ne sont pas de beaucoup d'importance en cette circonstance. Ce n'est pas un fait nouveau ni frappant, que la température des eaux coulantes ou stagnantes, qui se trouvent sur les glaciers, soient au dessus de 0°, et les circonstances, qui amènent ce fait, étant connues par d'autres relations, je ne les répéterai pas ici. Parmi les températures des torrents glaciaires celles, que j'ai observées sur le glacier de Boium en août 1867, sont surtout à remarquer. Ces températures singulièrement élevées ont probablement été occasionnées par plusieurs ruisseaux glaciaires, qui s'infiltraient au dessous du glacier tout près du point, d'où cette fois le torrent débouchait. Je m'imagine, que si la température était parfois moins élevée dans le torrent à la voûte inférieure qu'à la voûte supérieure, c'était parcequ'il y ruisselait toujours une quantité d'eau froide des voûtes. Du reste il-y tombait aussi souvent des morceaux de glace, qui refroidissaient les eaux. La température des torrents glaciaires ne varie pas beaucoup. Si les thermomètres dans les trous, que j'avais forés dans le glacier, montraient quelques fois des températures, qui montaient au dessus de 0°, c'était probablement parceque l'eau, qui se rassemblait dans les trous en une quantité plus ou moins grande, avait une température au dessus de 0°, et ainsi les thermomètres ont montré la température de l'eau et pas celle de la glace. Ce qui a fait, que le thermomètre minimum dans le glacier de Boium montrait au dessus de 0°, était probablement, que le froid n'a pas été assez intense pour tout refroidir. Quoiqu'on puisse contester l'exactitude de cette observation, il me semble pourtant en ressortir sûrement, que le froid de l'hiver ne peut pas grandement affecter les glaciers.

Il résulte des observations ci-dessus sur la température:

1) Qu'il-y-a sur la surface des glaciers, dans les crevasses et dans les canaux de l'intéreur des glaciers ainsi qu'au dessous d'eux circulant des courants d'air ayant une température au dessus de 0°.

2) Que des eaux avec une température au dessus de 0° ruissellent au dessous et à la surface des glaciers et s'y infiltrent.

Sur la demande de Mr. le professeur Sexe j'ai fait pendant l'été de 1869 au glacier de Boium une expérience, que je mentionnerai ici en passant. Mon but était experimentalement de démontrer, que les glaciers s'affaissent à cause de fonte intérieure. Je ne parvins pas à ce but de la manière, que j'avais pensé d'abord, mais cependant on ne peut pas dire, que l'essai ait été sans résultat. Je faisais forer dans la glace 4 trous de la profondeur de 1m.88 et encore trois trous de la profondeur de 3m.76. Le diamètre des trous était de 6 ctmtr..54. Dans les trous j'entroduis des pieux, qui y correspondaient quant à la longueur et à l'épaisseur. Les trous les plus profonds, qui présentent ici le plus d'interêt, avaient été établis le long de la ligne moyenne du glacier à une distance l'un de l'autre de 94m. Ils ont été forés le 7 et le 8 juillet. J'étais de retour au glacier le 28 août. Je ne trouvais qu'une faible trace du trou supérieur. Quant au second trou il n'en restait que 0m.39; il était rempli d'eau et avait un diamètre de 13ctmtr..07. Par le trou qui se trouvait le plus bas il s'était formé une crevasse, et autant qu'il était possible à cause de cela d'en determiner la profondeur, le fond du trou était 0m.79 au dessous de la surface du glacier. Cette expérience démontre premièrement une liquefaction très prononcée dans le glacier. Si l'on ne prend pas en considération la fonte au fond des trous, il était fondu au premier trou une couche de glace d'une épaisseur au moins de 0m.074, au second trou de 0m.066 et au troisième de 0m.058 par 24 heures. La différence entre ces chiffre et la distance entre les trous sont égales. Supposons, qu'à mon retour le premier trou était à s'effacer par la fonte, ce qui est probable, comme je n'en observais que de faibles traces, et si l'on doit de plus présumer, que mon mesurage de la profondeur du restant du trou le plus bas est juste (en tout cas l'erreur ne manquerait pas d'être de peu d'importance), il est par l'expérience indiqué, que la fonte des glaciers va en décroissant uniformément des régions supérieures vers les régions inférieures. Il est du reste parfaitement admissible, que des circonstances fortuites eussent pu produire de l'effet sur l'ablation à la surface, mais je ne trouve pas de raison à présumer, que de telles causes ont eu de l'influence sur les lieux, où étaient les trous. Aucun de ceux-ci était établi dans l'enfoncement, où l'eau pouvait s'assembler et de cette façon influencer sur la fonte. Les conditions semblaient aussi à d'autres égards être assez égales. On ne saurait non plus chercher la cause de cette inégalité de la fonte dans la température de l'air; car pour peu qu'il-y-eut dans cette espace limité quelque différence remarquable, cette différence aurait certainement marché en direction tout à fait opposée. C'est pourquoi je suis porté à croire, qu'on doit en chercher la cause dans une fonte intérieure inégale. Pas loin du trou situé le plus en haut le glacier commence à s'incliner fortement, et dans la pente escarpée, dont j'ai fait mention, l'inclinaison montait peutêtre jusqu'à 30°. A cause de cela les parties inférieures et plus aplaties du glacier devaient se trouver sous une grande pression à tergo, pression, qui devait du reste aller en decroissant de haut en bas. Où il-y-a dans l'intérieure du glacier une pression, il doit résulter une fonte intérieure, dont la grandeur répond à la pression, et à cause de cette fonte intérieure la masse glaciaire doit s'affaiser. Du résultat de l'expérience mentionnée il devait d'après cela s'ensuivre comme un fait démontré, qu'au trou le plus bas une couche de glace d'une épaisseur de 3m.76 pendant 51 jours et 51 nuits s'est affaisée 0m.40 de moins que la même couche au trou intermédiaire, et 0m.79 de moins que la même couche au trou le plus en haut, supposé que l'ablation de la surface ait été la même et l'ablation sur le fond des trous ait aussi été la même.

Les causes du mouvement des glaciers pourraient être selon moi celles, qui suivent:

1) La manière singulière, dont la glace des glaciers est composée.

2) Le poids des glaciers.

3) La fonte produite par l'air.

La force, qui pousse les glaciers en avant est la composante de la pesanteur parallèle au lit des glaciers. Si un glacier était une masse rigide, les sinuosités et les aspérités du lit n'admettraient pas à la pesanteur d'agir avec des résultats; mais un glacier n'est pas une masse d'une telle rigidité. La glace des glaciers est comme déjà mentionné plus haut composée de particules. D'un morceau de cette glace on peut en général facilement éparpiller les particules l'une après l'autre sans porter atteinte aux environnantes, et si l'on vient à trouver une parcelle, qu'on ne peut ôter sans léser les autres, on remarquera de même, qu'on peut le mouvoir un peu relativement

aux autres sans leur nuire. Si l'on prend un morceau de la glace de glaciers d'une forme convenable, en essayant (si doucement, qu'il ne se brise pas) de le tordre ou de le fléchir, l'on remarquera tout de suite, qu'il-y-a un peu de mutabilité entre les diverses parcelles, dont est composé ce morceau de glace. On voit la même chose, quand on introduit la pointe d'un couteau dans un tel morceau et le pousse du côté. Cela se montre le plus clairement, quand on fait l'expérience avec un morceau de glace, qui a été exposé plus longtemps aux influences de l'air. La glace des glaciers obtient par cette mobilité réciproque des diverses parcelles une certaine plasticité — c'est à dire: *réceptibilité de changement de forme à cause du dérangement des parcelles.* Voici un exemple assez ordinaire, qui démontrera d'une manière évidente la plasticité de la glace des glaciers. Dans les voûtes on voit très souvent des fissures d'une direction à peu près parallèle à la surface de la voûte. Les glaçons, qui de cette manière en partie ont été arrachés de la masse glaciaire, s'affaissent chaque jour de plus en plus de la masse principale en s'inclinant sous son propre poids. Cet abaissement n'est pas du reste tout à fait comparable à l'inflexion d'une poutre, qui est fixée par l'un de ces bouts, car relativement au morceau de glace en question il-y-a une fusion d'une force accroissante à cause de la pression s'agrandissant successivement à mesure qu'on s'approche du plan de dessous. Il est peu probable, qu'il se produise de dilatation dans les couches supérieures du glaçon, et „une couche neutrale“ n'est pas ainsi en question, à moins que ce ne soit pas la couche supérieure. Un glacier ressemble jusqu'à un certain point à un entassement de pierres émoussées ou à un tas de sable, mais la différence consiste en outre en ce, que dans un glacier les molecules sont d'une forme exactement proportionnée l'une à l'autre et qu'à cause de cela une adhésion beaucoup plus forte se fait sentir, tandisque la cohésion est beaucoup moins grande. La composante de la pesanteur le long du lit pousse les particules les unes sur les autres, mais aussitôt qu'elles se trouvent déplacées autant que le permet leur forme, le mouvement finira, à moins qu'un changement se faisse continuellement à cause de la fonte intérieure, parceque le volume des parcelles diminue toujours, et par suite de cela la composante de la pesanteur continuera d'agir. Dans les parties escarpées, où les glaciers sont très déchirés, la masse glaciale composée de fragments provoquera un effet encore plus grand de la composante le long du lit, comme la résistance provenant des aspérités agit d'une manière plus locale et avec moins de force; on pourrait même prévoir le cas, où les inégalités jusqu'à un certain point peuvent aider le mouvement, en ce qu'elles retiennent un ou plusieurs morceaux de glace et forment une glissoire plus rapide pour les autres. La fonte, qu'on doit présumer s'effectuant non pas seulement dans l'intérieur des glaciers, mais aussi sur leurs faces inférieures, doit seconder le mouvement. L'ablation surtout, ou, ce qui est absolument la même chose, l'écroulement des étais de glace, sur lesquels reposent les glaciers, facilitera le mouvement au plus haut degré, parceq'une masse considérable échappe ainsi aux influences retardantes de la friction et devient ainsi plus sensible à la pression a tergo, qui existe toujours dans un glacier. Une autre circonstance, qui jusqu'à un certain point contrebalancera les effets de la friction est l'engorgement des courants d'eaux sous les glaciers. Il n'est pas à douter, que de tels rassemblements ne soient pas en effet bien rares, et ils doivent agir en ce sens, parcequ'ils supportent en grande partie la glace elle-même.

La fonte de la glace dans l'intérieur ainsi que sur sa face inférieure est dû directement ou indirectement au soleil ou à la pesanteur. Les actions directes des rayons solaires ne s'étendent pas bien profondement dans le glacier, mais l'eau avec une température au dessus de 0°, en s'enfonçant dans le glacier, et les courants d'air chaud, en circulant dans les crevasses et dans les canaux, apportent les effets jusqu'aux profondeurs quelquonques des glaciers. L'échauffement de l'air et de l'eau est aussi en grande partie dû à la gravité, savoir á la friction produite par le mouvement. Specialement on doit à cette force la température rélative élevée des torrents glaciaires. Les eaux des torrents, dans lesquelles une si grande quantité de matériaux minéraux se trouve suspendue, pourraient recevoir assez de chaleur par la friction de ceux-ci les uns contre les autres. La plus grande partie de la fusion dans l'intérieur et sur la face en bas est dûe à la gravité et surtout à la composante de celle-là normalement au lit. L'autre composante secondera aussi la fonte, quand elle ne peut pas propager une vitesse relative à sa grandeur à cause des entraves, qui sont produits par exemple par la masse glaciale de devant.

Cette théorie du mouvement, qui en grande partie est la même que celle de Mr. le professeur Sexe, n'est pas selon moi en collision aux faits observés. Le mouvement latéral des glaciers peut être attribué à la pression de la masse glaciaire de derrière et à la fusion des côtés. La theorie admet une diminution de la vitesse de la surface vers le fond. Si toutes les parti-

cules étaient d'une grandeur égale, la force motrice agissante sur chaque parcelle séparée étant également grande, mais comme chaque particule sousjacente doit supporter la pression de toutes les composantes de la pesanteur perpendiculairement au lit, il en résultera, que si la particule superposée, étant sous l'influence de son propre poids, se meut dans l'espace de x, la sousjacente avancera $\frac{1}{2}$ x, la troisième $\frac{1}{3}$ x e.t.c.; la vitesse ira ainsi en ralentissant dans les parties supérieures très rapidement, mais bientôt très lentement, à mesure qu'on s'approche vers le fond. Il parait aussi, qu'il-y-a une très grande différence entre le mouvement des couches supérieures d'un glacier. Tous ceux, qui pour les mesurages du mouvement se sont servi de pieux en qualité de points de marques, auraient pu observer, que bien qu'ils aient été perpendiculairement plantés, quand on les a établis, on les retrouvera le lendemain fortement inclinés en avant, ce qu'on ne pourrait pas s'expliquer sans admettre une très grande différence entre la vitesse des parties supérieures. Le frottement, qui va en s'accroissant de haut en bas, doit aussi opérer une diminution de vitesse de la surface vers les parties inférieures du glacier. La diminution de la vitesse vers les bords est le résultat, soit du frottement augmenté, soit de la puissance amoindrie, soit enfin d'une pression moins grande a tergo. Si le lieu, où la vitesse atteint son maximum, en cas de sinuosités du lit s'approche plus du côté convexe, c'est que la pression de la glace de derrière pousse la plus grande masse vers le côté convexe, et probablement les torrents glaciaires iront plus près des côtés convexes que des côtés concaves, et ces deux circonstances augmenteront la vitesse vers les côtés convexes d'après ce, qui est mentionné ci dessus. La vitesse va en décroissant vers les extrémités des glaciers, ce qui résulte de cela, que la puissance ainsi que la pression a tergo diminue en même temps. Si cette décroissance est de plus en plus prononcée de haut en bas, c'est que la puissance du glacier va en diminuant plus fortement de haut en bas, et si la diminution de la vitesse s'affaiblit vers les bords on doit l'attribuer aux mêmes causes ainsi qu'au frottemant s'agrandissant. La variation de la vitesse du mouvement sur le même point s'explique par l'inégalité de la pression a tergo, par l'inégalité de la fonte intérieure et en dessous, ainsi que par des engorgements fortuits de l'eau au dessous du glacier. Ces deux dernières circonstances sont peutêtre ici de beaucoup d'importance. On doit présumer, comme il a été déjà mentionné, que la fusion et l'affaisement des appuis, sur lesquels la masse glaciaire repose, exerce une influence très forte sur le mouvement, et quand ainsi une partie de la masse s'était mise en un mouvement plus fort que l'autre, celle-ci sera exposée à une pression plus forte, d'où il résultera une fusion intérieure plus grande et un mouvement accéléré, — circonstance, qui peut en partie expliquer le phénomène, que si le mouvement sur un point du glacier était très vif, le même était aussi en général le cas sur les autres points, ce qui était le résultat des mesurages, mais la raison principale doit probablement être attribuée à la température, surtout quand il s'agit d'un espace de temps un peu prolongé. Les causes de ces perturbations dans le mouvement, que je viens de mentionner, doivent perdre en force et en fréquence, à mesure qu'on descend vers les extrémités du glacier. D'abord la pression a tergo doit surtout varier dans les parties plus escarpées, et l'influence des variations doit aller en s'affaiblissant vers les parties plates du glacier. Ensuite la fusion et l'affaisement des appuis glaciaires doit s'opérer le plus fréquemment dans les régions supérieures des parties aplaties, où la puissance et la pression est la plus grande. Enfin il est probable, que les rengorgements des rivières doivent surtout avoir lieu aux mêmes points, car il faut, que les affaissements plus fréquents en ces endroits opposent des obstacles au passage de l'eau. D'après ce, que je viens de dire, on pourrait s'expliquer, que la vitesse du mouvement va en se ralentissant vers les extrémités des glaciers. Si les variations étaient plus grandes des bords des glaciers vers l'intérieur, c'est que les rengorgements ont été aussi plus fréquents, et que les affaissements ont été plus multipliés à cause de la puissance accroissante. Si les variations étaient plus grandes avec la profondeur, c'est peutêtre parceque l'influence perturbatrice, causé par l'affaisement successif des appuis de glace, se faisait plus fortement sentir, à mesure qu'on s'approchait de la base du glacier.

En décrivant les différents glaciers j'ai en passant plusieurs fois fait mention de l'apparition de bandes étroites de couleur lactée dans la glace. En voyant ces bandes j'ai pensé, qu'elles devaient peutêtre leur origine à la neige, qui en remplissant les crevasses pendant la saison froide s'est transformé en glace à force de pression et d'humidité. La couleur plus blanche, qui distingue cette glace du surplus de la masse s'explique aisément parcequ'elle contient plus d'air. Si elle a plus de durété, c'est qu'à cause de son opacité elle est moins exposée aux actions des

rayons du soleil dans l'intérieur. J'ai mentionné plus haut, que lorsqu'on regarde les parties supérieures et aplaties du glacier de Boium d'un point de vue élevé, l'on aperçoit plusieurs bandes transversales de forme arquée, qui se distingue de la glace environnante. J'ai cru devoir chercher la cause de ce phénomène en ce, que les bandes en question dans quelques parties transversales de certains glaciers étaient plus nombreuses que dans les autres parties, et que regardées de loin elles faisaient l'effet d'une seule bande large. Les bandes étroites sont toujours très distinctement limitées, ce qui n'était pas le cas avec les bandes larges, que je voyais sur le glacier de Boium, le seul des glaciers que j'ai regardé d'un point de vue convenable, d'où l'on pouvait s'attendre à les trouver. Je m'imagine, que leur naissance se fait de la manière suivante: Les parties escarpées et très déchirées des glaciers sont au commencement de l'hiver remplies de neige. La glace déchirée formant cependant dans le fond de la vallée, où les pentes sont moins rapides, une masse proportionellement entière, toutes les crevasses ou du moins la plupart d'elles seront peu à peu comprimées, et la neige, qui s'y trouve, sera par suite des pressions et de l'infiltration de l'eau transformée en glace. Ces crevasses s'entrecroissent originellement dans tous les sens, cependant elles sont le plus souvent transversales. Les bandes larges se présentent au contraire au travers des glaciers sous la forme d'une courbe, la convexité tournée en bas; les bandes étroites ont aussi en général un tel parcours, mais il-y-a des exceptions, car elles se tournent parfois successivement ou subitement dans une autre direction en se ramifiant et en se confondant. Les crevasses comprimées avec la neige transformée, qui y est contenue, doivent selon les lois du mouvement sous un certain rapport prendre une direction plus transversale au glacier, comme les crevasses longitudinales se racourcissent à force des pressions, pendant que les crevasses transversales se prolongent au contraire (il faut remarquer le mouvement latéral constaté). Là où une partie de glace escarpée et déchirée, mais moins puissante se change en une partie plus horizontale, plus entière et plus puissante, cela doit se faire de manière que la glace soit comprimée dans la direction de son mouvement. Si litr. E fig. I représente une coupe longitudinale d'un tel glacier et la fig. II ce glacier vu d'un haut immédiatement avant l'arrivée de l'hiver, et si la fig. III est le même glacier vu d'en haut le printemps suivant, et si a représente la partie du glacier escarpé, qui s'est avancé vers la plaine, pendant que la neige couvrait encore le glacier, la neige se trouvant renfermée dans les crevasses de cette partie aurait pu s'être transformée en glace, tandisqu'elle fondra en partie dans les crevasses plus en haut, avant que la glace atteigne les parties aplaties, et ainsi la pression d'une manière efficace puisse attribuer à la transformation en glace. D'après les lois du mouvement sur un tel terrain le printemps ou l'été suivant la partie a aura pris à peu près la place, la forme et l'etendue de la partie a". Vue de loin et d'en haut elle se presentera sous l'aspect d'une bande large et blanche proportionellement à la glace environnante. Sous de certaines conditions la formation des bandes lactées ne doit pas être dépendant de l'hiver. Ainsi par exemple au grand glacier de Suphelle, qui forme un glacier remanié, l'éboulement de la glace, qui à la chute se brise en poussière, rendra le même service que les chutes de neige pendant l'hiver, et l'on trouve aussi en effet au même glacier une telle glace de couleur lactée, qui probablement s'est formée pendant l'été. Je n'ai pas remarqué que cette sorte de glace soit d'une fréquence prédominante dans de certaines parties de ce glacier. L'existence d'une pareille glace se borne à peine à quelques glaciers seulement. Cette sorte de glace doit en effet se présenter sur tous les glaciers, où il-y-a une compression de crevasses. Il-y-a certainement des glaciers, où l'on ne l'aperçoit pas, parcequ'elle est rare, ou parceque les observations ne sont pas assez minutieuses, et en outre il se peut, que les crevasses ne soient pas partout comprimées assez vitement, de façon que les couches supérieures de la neige se fondent avant d'être transformées en glace, et c'est pourquoi la masse blanchâtre n'en devient pas apparente sur la surface, ce qui est surtout le cas avec les glaciers plus planes, où la pression a tergo s'est affaiblie.

S'il en est ainsi, ces bandes lactées ne devraient exister que dans les glacier, où des parties relativement entières succèdent à des régions crevassées; en tous cas elles ne peuvent être bien développées qu'à de telles localités. Bien qu'un changement de pentes escarpées à un terrain à plus douce inclinaison ne soit pas toujours nécessaire, ce doit être toutefois la règle générale. En outre la largeur des bandes s'augmentera avec la vitesse du mouvement et leur visibilité avec la quantité de crevasses. Un peu au dessous de la surface après une telle bande on trouvera de la glace de même qualité que celle des bandes étroites ou d'une qualité semblable, ce qui sera aussi le cas devant la bande, si la première chute de neige n'a pas été considérable, et s'il est passé quelque temps avant que le glacier se soit complètement couvert de neige. Les

bandes étroites devront être distinctement limitées et n'atteindront que rarement ou jamais le fond du glacier, vers lequel elles doivent pénétrer avec une largeur décroissante. Une bande large sera d'une largeur à peu près égale à la longueur, que s'est avancée la glace pendant l'hiver: cependant la largeur doit être un peu rétrécie ensuite. La glace bleue entre deux bandes larges sera égale au mouvement pendant l'été ou à peu près. Toutefois il arrivera, qu'il-y-a des exceptions à cette règle. Où il-y-a plusieurs parties très crevassées de peu d'étendue, il se formera plusieurs bandes larges pendant l'année. Comme la glace s'avance plus vitement, plus elle est éloignée du fond, les bandes auront une position de plus en plus horizontale, à mesure qu'elles s'éloignent du lieu de leur formation. Enfin elle diminueront en largeur en même temps, et leur glace perdra graduellement en blancheur et en dureté.

La justesse de cette manière d'expliquer ce phénomène et quelques unes des conséquences, que j'en ai déduites, ont été constatées par les observations, qui suivent. Dans des crevasses profondes (surtout observé au glacier de Boium) j'ai trouvé, que les bandes lactées ne pénètrent qu'à une profondeur de 7 à 10$^{m.}$. Sur une paroi d'une crevasse dans une profondeur d'environ 9$^{m.}$ j'ai vu la coupe distincte d'une telle partie de glace, qui n'atteignait pas la surface. Sur le glacier de Boium, de Bergset et de Snehætten j'ai examiné les bandes étroites jusque dans les parties escarpées mêmes des glaciers, et j'ai trouvé, qu'elles décrivaient là des courbes beaucoup moins régulières au travers des glaciers, qu'elles ne le faisaient plus en bas, pendant que leurs masses blanchâtres présentaient un aspect s'approchant de plus en plus de celui de la neige ordinaire. Sur les mêmes glaciers j'ai de plus trouvé, que les bandes se présentent beaucoup plus nombreuses dans certaines régions transversales que dans d'autres, et qu'elles étaient moins prononcées vers les pentes terminales; sur le glacier de Snehætten surtout elles disparaissaient bien rapidement, et à 400$^{m.}$ au dessous de la partie escarpée je n'en découvrais plus de trace. Sur le glacier de Bergset j'en comptais en montant de la pente terminale à la partie escarpée 5 groupes distincts de bandes lactées. Sur le glacier de Boium j'ai compté 10 larges bandes blanches bien distinctes, et il se présentait en outre des traces de 3 à 4. D'après les explications, que je viens de donner, cela signifiquerait, que les parties planes inférieures du glacier de Boium sont reproduites pendant 13 à 14 années. La longueur de cette partie est d'environ 940$^{m.}$: il descendra ainsi environ 67$^{m.}$ pr. an. Ainsi que je l'ai mentionné plus haut en décrivant les expériences avec les thermomètres minima, le mouvement annuel serait de 80$^{m.}$ ou à peu près, ce qui est assez d'accord aves les résultats, que je viens de montrer ci-dessus, quand on pense, que ces 80$^{m.}$ se raccourciront par suite de compression de la glace pendant les années suivantes. Au glacier de Boium on pouvait distinctement voir, que la distance et la largeur des bandes allaient en se diminuant vers les extrémités du glacier. Je ne peux pas dire au juste sous quelles conditions se présentaient les glaciers de Bergset et de Snehætten n'ayant pas un point de vue assez élevé sur ces glaciers, d'où mon regard pouvait embrasser le tout; j'étais ainsi reduit à juger d'après les groupes de bandes étroites, ce qui était bien difficile ne sachant pas au juste, d'où il fallait compter le commencement d'un groupe et la fin du prochain, mais je crois que ces glaciers se trouvaient sous les mêmes conditions. Cette diminution de la distance contient une preuve de la fusion intérieure des glaciers.

L'explication, que donne Mr. le professeur Tyndall sur la formation des bandes étroites s'accorde en partie avec la mienne, mais elle en diffère, parceque ce Mr. prétend, que les intervalles, où s'entasse la neige, sont formés par des ruisseaux glaciaires, ce qui est en contradiction avec la grande profondeur, jusqu'où les bandes penètrent dans les glaciers, et contraire à la forme de leur profil, à leurs cours et à la manière, dont elles se groupent.

Sur la photographie IV du grand glacier de Suphelle on aperçoit quelques bandes blanches, qui en affectant des courbes traversent le glacier d'une rive à l'autre. Dans les crevasses il se fait voir, que ces bandes s'étendent à travers une partie assez considérable du glacier, et on peut aussi voir, que les couches, dont est composé le glacier, s'inclinent en dédans. Ces bandes ou couches ne peuvent pas être produites de la même manière que les bandes larges et blanches, que je venais de mentionner. La glace de deux couches voisines diffère à peine entre elles sous aucun rapport, si ce n'est quant à la couleur. Je suis disposé à croire, que la glace par suite de chutes réduite à l'état de poudre à différents temps enlève plus ou moins de boue et de matières graveleuses, dont elle se remplit. Il est très probable, qu'il existe sous ce rapport des variations suivant les différentes saisons, mais cela ne suffira pas à expliquer la quantité considérable de couches. Lorsqu'on considère ces couches on est involontairement porté à croire que les éboulements, si non tous du moins les plus con-

sidérables, se constituent en couches distinctes, ce qui est dû à ce, que la poussière glaciale se transforme très rapidement en une glace, qui par sa consistance plus compacte se distingue des déjections suivantes, et à ce, qu'il s'amasse d'une manière ou de l'autre des couches boueuses à la surface de la masse écroulée, — couches, qui sont encore augmentées par les matières rocheuses, que les éboulements suivants arrachent en balayant la paroi nue de la montagne entre le glacier primaire et secondaire. Pendant les temps froids, quand l'oscillation de la température autour de 0° exerce son action la plus déstructive sur la roche constamment nue, les éboulements trouveront plus de matériaux transportables que pendant la saison chaude, et c'est probablement alors, que se forment les bandes moins saillantes se constituant en été. Cependant en diverses circonstances, quand le froid est interrompu par des périodes de température douce de quelque durée, il pourra se former plus qu'une bande boueuse de quelque importance. Supposé qu'il ne se forme qu'une bande noirâtre et une blanchâtre de quelque importance par année, on peut en calculant arriver à ce résultat, que le fameux glacier remanié est reproduit pendant le cours de 13 à 15 années. Il parait rationel d'admettre, que l'inclinaison des couches plongeant en dedans (dans les parties inférieures du glacier secondaire) était dûe à la pression de la masse superposée en bas et en dehors. A cause de leur position les couches inférieures ne peuvent pénetrer bien profondement en dedans, car si cela n'était pas ainsi, le sol au dessous du glacier devait former une caverne très profonde, ce qui n'est guère admissible. C'est pourquoi les couches doivent absolument aller en décroissant de largeur de haut en bas. On ne doit pas chercher bien loin la cause d'une telle décroissance; plus une couche se trouve profondément plongée, plus ses extrémités vers la surface et vers la base ont été exposées aux actions du dégel.

Dans la plupart des glaciers j'ai observé une structure stratifiée dans leur pente terminale. Ces couches avaient toujours une position à peu près horizontale, cependant avec une inclinaison en dedans. L'épaisseur en est tout à fait différente. Le plus souvent elle monte jusqu'à plusieurs mètres. Les extrémités extérieures des diverses couches se distinguaient parfaitement en ce, que leurs plans de contact étaient marqués en dehors par une ligne boueuse (voyez les photographies), et les têtes des couches superposées dépassaient quelquefois un peu celles des inférieures. Quant à la quantité de la glace je n'ai pas observé, qu'elle différât sous aucun rapport dans les différentes couches. Mr. le professeur Tyndall dit dans ces „*Glaciers of the Alps*" pag. 425: *The ice of many glaciers is laminated and when weathered may be cloven into thin plates.* D'après cette observation on peut peutêtre s'expliquer cette stratification comme une conséquence de la structure lamelleuse. Vers les extrémités des glaciers les lamelles prennent peu à peu une position verticale, et l'on pourrait peutêtre admettre comme possible, que deux lamelles voisines fortement développées (toutes les lamelles ne sont pas également prononcées) à cause de la qualité différente de la glace puissent avoir une cohérence mutuelle si faible, que le mouvement du glacier, qui est plus grand vers la surface, pourrait produire un glissement mutuel de ces deux lamelles l'une sur l'autre; — et il se peut, que la différente qualité de la glace peu à peu s'effaçât, du moins au grand jour, en sorte que la différence originaire des lamelles ne se fit plus apercevoir. Il se peut aussi, que cette stratification ait une origine semblable à celle des différentes roches, avec qui elle présente en apparence des analogies.

Les „dirthbands" sont assez ordinaires dans les glaciers, qui se groupent autour du névé de Justedal. Je ne les ai jamais vues sur les parties très escarpées des glaciers; ce phénomène semble au contraire se présenter très souvent aux pentes d'une inclinaison moyenne, qui succèdent aux cascades de glace, et c'est justement aux parties inférieures de ces dernières, qu'elles paraissent prendre leur commencement (voyez les photographies). L'existence de ces bandes est ordinairement combinée avec une surface ridée des glaciers; les bandes d'une couleur foncée se forment dans le sillon ou l'enfoncement entre deux de ces rides. Mais on ne peut pas toujours s'expliquer l'enfoncement comme étant des débris à demi effacés d'une crevasses transversale comprimée. Ces „dirthbands" apparaissent aussi là, où aux pentes faibles d'une glacier succèdent des pentes à plus forte inclinaison (photogr. VIII). En ce cas il se produit des crevasses transversales, d'où pourraient tirer leur origine ces sillons, dans lesquels les matériaux boueux s'amassent de préférence. On les trouve aussi sur les endroits, ou selon toute apparence il n'existe pas de variations dans l'inclinaison du lit et où l'on ne reconnait par conséquent aucunes traces de crevasses transversales, — chose, dont je n'ai du reste vu qu'un exemple (photogr. VI). Je ne peux positivement prétendre, que l'existence de dirthbands fut toujours combinée avec une surface ridée. Ce qui est certain c'est que si la surface était toujours d'une telle qualité, elle était parfois si peu prononcée, qu'il était tout à fait impossible de le dé-

couvrir. Il ne me semble pas possible d'attribuer la formation de ces bandes à l'influence plus forte de l'été sur les glaciers, car le nombre des bandes est souvent trop grand et la distance entre elles trop petite.

Les glaciers du névé de Justedal sont ordinairement très crevassés. Nos glaciers dans leur forme ordinaire consistent en une masse chaotique supérieure escarpée et en une masse inférieure moins escarpée, mais aussi moins déchirée. Dans la partie supérieure les crevasses ne sont pas susceptibles d'être rangées en système, dans la partie inférieure au contraire elles sont d'une régularité assez grande. Les crevasses marginales (terminales ou latérales) sont celles, qui sans comparaison apparaissent le plus ordinairement. Leur formation est dûe à la vitesse s'augmentant des bords et au mouvement latéral. La plus grande profondeur, que je leur ai observée, est d'environ 12$^{m.}$ et la plus grande largeur d'environ 5$^{m.}$. Les crevasses transversales sont dans de certains glaciers assez ordinaires, mais la plupart d'entre elles ne se développent pas. Le plus souvent elles se ferment totalement. Ce n'est que sur les parties les plus élevées des glaciers, que je les ai vues d'une profondeur allant jusqu'à 16$^{m.}$ et d'une largeur de 3$^{m.}$ environ; dans les parties inférieures des glaciers elles sont presque toujours insignifiantes. Dans les parties plates elles ont toujours été fermées ou paraissaient sur le point de se fermer. Je ne les ai vues développées que près des lieux, où l'inclinaison du lit allait du plus faible au plus fort. Les crevasses longitudinales sont probablement les plus rares. Il-y-a des glaciers, où elles n'existent pas du tout. Il n'y-a qu'un seul glacier, où je les ai vues de quelque grandeur. Elles étaient là d'une profondeur de 19$^{m.}$ et larges de 4 à 5$^{m.}$. Elles n'apparaissaient en général, d'après ce que j'ai vu, que sur ses parties inférieures aplanies, où les parois des montagnes ne sont pas en contact intime avec les glaciers, et où ces derniers s'élargissent. Si l'on peut conclure de la manière, dont elles apparaissaient, elles doivent leur formation à la pression a tergo. Elles ne se ferment probablement que bien rarement, mais passent peu à peu à des crevasses marginales. En 1868 j'avais quelquefois l'occasion d'observer la création de crevasses longitudinales sur le glacier de Boium. D'abord je distinguais une forte détonnation semblable à un coup de fusil, ensuite on entendait un craquement assez fortement accentué, qui à de courts intervalles se prolongeait pendant environ une demi minute; un silence absolu succédait à ce bruit. La crevasse, qui s'était ainsi formée, était justement assez large pour que j'y puisse introduire la lame d'un couteau. La longueur pourrait bien en être de 60$^{m.}$. Une fois je croyais observer une mouvement simultané et subit. Au glacier de Boium la création de crevasses longitudinales paraissait surtout se faire pendant l'été et certainement en plus grande partie aux régions les plus voisines du côté supérieur de la ligne II. Leur élargissement paraissait d'abord se faire assez lentement, mais ensuite très vivement, ce qui en grande partie pourrait être dû à des courants d'air forts, qui soufflent dans les crevasses longitudinales de quelque grandeur.

La formation des crevasses est certainement en grande partie dûe au mouvement et selon toute apparence pas en rapport direct avec les changements de température. Quant à moi je ne suis pas disposé à supposer, que la formation de crevasses se fasse de préference pendant la nuit, quand à un jour chaud se succède un grand refroidissement de l'air. Un tel refroidissement ne doit affecter que la couche supérieure de la glace, et la tension produite par cela ne peut guère être d'une action bien profondement sentie. L'effet du refroidissement nocturne ne sera sans doute qu'un dégagement de la couche mince supérieure. Pour observer l'effet de la radiation nocturne après un jour chaud je passais en 1867 une nuit sur la partie inférieure du glacier de Boium. Le thermomètre montrait à 4$^{h.}$ s. 24° à l'ombre; à 6$^{h.}$ s. il montrait au bord du glacier 11°. La nuit était tout à fait sereine, mais le refroidissement n'était pas cependant si grand que je l'avais espéré. A 4$^{h.}$ du matin le thermométre montrait 0$^{m.}$.6 au dessus de la glace 6°.5, ce qui était la température la plus basse, que j'observais pendant la nuit; à 11$^{h.}$ du soir il montrait 8°. Depuis 10$^{h.}$ du soir jusqu'à 2$^{h.}$ du matin je distinguais 7 détonations assez fortes semblables à des coups de fusil à quelque distance, mais aucune d'elles n'était suivie du craquement prolongé et fort, qui accompagne la formation des crevasses de quelque étendue. Les crevasses courtes se forment probablement momentanément et ne sont pas par conséquent accompagnées de bruit prolongé. Toutes les détonation, que je viens de mentionner, semblaient sortir du glacier supérieur déchiré, où il ne pourrait pas se former de crevasses étendues. Je crois pouvoir conclure avec évidence de la nature du bruit, que ces détonnations étaient dûes à des créations de crevasses et pas à des éboulements de blocs de glace. Je distinguais aussi pendant la nuit plusieurs de ces chutes. Je ne pense pas cependant, que beaucoup de crevasses se soient formées cette nuit là. Il arrivait souvent, que j'entendisse aussi pendant le jour de ces détonnations, et quoique je séjournasse ordi-

nairement pendant mes excursions dans le voisinage des glaciers, je n'ai j'amais pu observer pendant le soir et jusqu'à la nuit close, qu'il-y-eut ordinairement plus de bruit dans les glaciers durant la nuit que pendant le jour; au contraire il-y-avait peutêtre moins de bruit.

J'ai bien souvent vu des cas, qui confirment l'existence d'un phénomène, qui depuis bien long temps s'est attiré l'attention particulière des glacialistes, sans qu'ils aient du reste pu l'expliquer d'une manière suffisante. C'est la faculté qu'ont les glaciers de soulever et de déposer sur leur surface des pierres et des matériaux graveleux. Sur la surface des glaciers j'ai découvert des pierres arrondies et émoussées parfaitement de la même manière, que le sont celles, sur lesquelles roulent les glaciers. Si même elles étaient situées, ce qui n'était pas le cas, de manière qu'une chute le long des parois de la montagne puisse les lancer a l'endroit, où je les ai trouvées, je suis cependant persuadé, que personne n'eût pu s'imaginer, qu'un bloc de pierre en tombant du haut d'une montagne puisse obtenir une forme tellement arrondie, qu'avaient en effet ces pierres. Il était évident, qu'une fois elles ont dû être placées sous les glaciers. Sur les glaciers aplanis j'ai trouvé de petits cônes de sable d'une forme ronde parfaitement semblables à des taupières et ainsi situés, que je ne pouvais m'imaginer, que ces entassements fussent des produits de ruisseaux glaciaires. Des cônes graveleux ordinaires ils se faisaient aisément discerner par leurs surfaces courbées, et parcequ'ils consistaient presque entièrement de sable, qui aux cônes graveleux ordinaires forme seulement une couche mince sur les cônes de glace. J'ai aussi observé de petits entassements de limon, qui n'étaient pas toujours situés dans des enfoncements, et s'ils étaient formés par les ruisseaux, ils n'auraient pas eu une telle forme ni une telle situation. Dans la partie inférieure du glacier de Lodal (proprement dit) au dessous d'une crevasse fermée le glacier était très sale, mais au dessus de cette crevasse d'une blancheur éblouissante. La matière boueuse semblait être née de la crevasse. D'après ce que j'ai pu observer les ruisseaux glaciaires ont une tendance décidée à disperser le sable et les matériaux boueux et bien rarement, même dans les puits, où le sable s'amasse de préférence, je l'ai vu en telle quantité, qu'il suffisait à couvrir même un petit cône graveleux, et pour couvrir les plus grands il en faut une quantité assez considérable; car les plus grands de ces cônes peuvent atteindre une hauteur de 1 m.9. Supposé même, que les ruisseaux glaciaires puissent amasser le sable dispersé sur la surface en assez grande quantité pour en former de cônes graveleux, d'où vient alors ce sable? Je n'ai pu observer de sable sur les cimes rocheuses, qui s'élèvent çà et là au milieu des névés, ou toutefois en quantité trop insignifiante pour que les masses énormes de neige, puissent trouver assez de matériaux pour les glaciers. Il-y-a peutêtre sur les parois des montagnes un peu de sable, qui peut être apporté aux glaciers, mais il arrivera bien rarement, que ce sable puisse franchir les bords extrêmes des glaciers, d'où il sera bientôt arraché par le mouvement latéral et par la force des ruisseaux. Où il-y-a des glaciers composés, les moraines médianes, qui pourraient s'y trouver, auraient pu bien souvent fournir des matériaux en abondance, mais les moraines médianes ont été soulevées elles mêmes du fond des glâciers; car là où deux glaciers se touchent, les moraines latérales ou toutefois les plus grandes parties de celles-là restent au dessous des glaciers, et il n'est que peu en avant sur le glacier composé, que la moraine médiane se fait voir peu à peu, el il-y-a de la glace en dessous. Je suis ainsi disposé à croire, que la plupart du sable, qu'on trouve à la surface du glacier a été enterré une fois au dessous du même glacier, et en plus grande partie a été le produit des pierres crevassées par le glacier, qui s'avance. Outre l'exemple ci-dessus du glacier de Lodal il-y-a aussi quelques autres circonstances, qui semblent appuyer la supposition, que cet espèce de vomissement se peut effectuer par des crevasses. Les cônes graveleux se trouvent de préférence aux lieux, où les crevasses sont comprimées et parfois je les ai vus rangés par colonnes au travers du glacier, et spécialement j'en ai vu un exemple dans une crevasse transversale, qui s'était fermée, mais qui se faisait pourtant encore parfaitement distinguer. Peutêtre peut on comprendre, que le sable et le gravier enfermés dans une crevasse, qui va se resserrant de bas en haut (direction, dans laquelle peutêtre la compression se fait le plus souvent) pourrait être soulévé, mais comment il s'introduit dans la glace partant du fond même du glacier est difficile à concevoir. Il se peut, que les crevasses à la surface du dessous en se fermant de bas en haut puissent contenir du sable même en grande quantité, et qu'il puisse ensuite se former d'autres fentes partant de la surface, qui traversent l'endroit, où se trouve le sable, et qui en se renfermant, quand le glacier s'est avancé vers une autre localité, soulève ces matériaux sablonneux jusqu'à la surface. La manière d'être des moraines médianes donne en tous cas une preuve, que les glaciers possèdent la faculté de recevoir dans leur sein des pierres et des matériaux graveleux du fond des glaciers.

Les moraines aux glaciers du névé de Justedal sont ordinairement considérables; cependant cela n'est pas dans un si haut degré le cas avec les moraines terminales, ce qui doit être considéré comme un preuve d'oscillation continuelle de la position des pentes terminales des glaciers. La hauteur des moraines terminales ne dépasse presque jamais 3 à 4m. Dans le voisinage de presque tous les glaciers un peu plus considérables on trouve une quantité (5 à 13) de moraines anciennes, dont la hauteur n'est ordinairement que de quelques mètres et ne dépasse pas peutêtre jamais 4m. Là où il n'-y-a pas de ces moraines les ruisseaux glaciaires, qui en plusieurs endroits changent continuellement de lit, auraient dû les aplanir. Les moraines latérales sont en général plus considérables que les moraines terminales et atteignent une hauteur de 10m. Cependant il est quant à celles-là en général très difficile de déterminer ce, qui appartiennent à la nouvelle moraine et à l'ancienne, les moraines confondant leurs masses sans limites bien distinctes. Les plus grandes de toutes sont les moraines profondes. Chaque fond de vallées, qui se groupent autour du névé de Justedal, doit être considéré comme une seule moraine profonde, qui sans limites distinctes se continue jusqu'au dessous des glaciers actuels, dont les moraines profondes doivent toujours être très grandes. Les glaciers de second ordre possèdent aussi des moraines considérables. Elles ne manquent peutêtre jamais là, où le lit du glacier est tel, que les matériaux pierreux détachés puissent se maintenir à la place. La plus grande moraine, que je leur ai vue, se trouve au côté d'un petit glacier, qui est situé au N du glacier de Lodal. Cette moraine, que cependant je n'observais que de loin avec une longuevue, ne semblait céder en rien quant à la grandeur aux grandes moraines appartenant aux glaciers de première classe. L'éboulement de pierres, qui a continuellement lieu aux glaciers de second ordre, nous rappelle toujours l'existence de moraines profondes. Pendant mon séjour au glacier de Lodal il se passait rarement un quart d'heure, sans que je n'entendisse le bruit des pierres éboulées des petits glaciers, qui l'entourent. Ce n'est selon moi qu'une partie peu considérable de matériaux, que possèdent les moraines qui peut être apporté par suite d'éboulements. Un tel éboulement ne se fait que bien rarement aux glaciers de second ordre et aux glacier de premier ordre il-y-a en général trop peu de parois de montagne d'une telle situation, qu'il peut être produite une telle quantité de pierres, qu'apportent les glaciers. Les moraines profondes, qui sans comparaison sont les plus considérables, n'auront que peu d'alimentations par cette voie, car bien rarement il arrivera, qu'une pierre s'égare dans une crevasse, qui transverse tout le glacier jusqu'au fond. Cette manière d'expliquer l'existence des moraines n'est pas admisible même pour les moraines latérales et les moraines terminales; car il existe souvent de grandes moraines latérales et terminales, sans que les glaciers aient été dominé par des flancs de montagne. La partie tout à fait préponderante des matériaux de moraines est selon moi dûe au lit même du glacier. Il arrive, que parfois la force de la masse glaciaire en voie de progression peut user la montagne, et la congélation des eaux enfiltrées dans les crevasses fera éclater de grandes masses de pierres. La première circonstance n'est guère de beaucoup d'importance, mais la deuxième l'est d'autant plus. Surtout vers la fin de l'été, lorsque les glaciers sont tout à fait dépouillés de leur couverture de néige, lorsque les crevasses et les canaux souterrains sont devenus bien profonds et bien larges, le froid, qui de la nuit et dans les hautes parties n'est pas tout à fait insignifiant, pénètrera en beaucoup de lieux et surtout dans les cascades glaciaires jusqu'aux fonds et jusqu'aux flancs montagneux des glaciers, et ce froid congelera les eaux enfermées dans les fentes des montagnes, qui par suite éclateront. Ces blocs détachés de la montagne seront ensuite entrainés avec la glace, qui en route les écrasera et polira à force de les serrer et de les presser les uns contre les autres et contre les flancs de la montagne. C'est par cette opération, que se forme le même gravier et le limon, dont sont remplis les torrents glaciaires. C'est pour la plupart des pierres dégagées des flancs de la montagne et des matériaux graveleux formés des pierres crassés, dont sont composés les moraines profondes; une parties est entrainée vers les bords et sert à l'accroissement des moraines latérales et une partie soulevée à la surface du glacier va augmenter soit les moraines latérales soit les moraines terminales.

Des traces d'une époque glaciaire d'un temps passé ne manquent pas plus aux alentours du névé de Justedal qu'ailleurs dans notre pays. Il-y-a cependant une certaine différence dans la fréquence, à mesure que les endroits se trouvent à une élevation plus ou moins grande au dessus du niveau de la mer. Ainsi des traces distinctes de burinage se montrent très fréquemment aux rivages des „fjords", tandisqu'elle sont relativement bien rares dans de plus grandes élévations. Ce fait est des plus frappants et ne peut être seulement une conséquence de ce, que le burinage de préference

se ferait dans les régions les plus bas. Le phénomène n'est probablement qu'apparent. Cela se trouve confirmé par plusieurs circonstances. Là, où la détérioration est secondée par la végétation, celle-là doit être beaucoup plus déstructive que là, où les ondes du „fjord" en frappant contre les flancs de la montagne en lave sans relâche le pied. Il se peut aussi, que des traces de burinage sòient cachées par des matériaux légerement dispersés à la surface et par des végétaux, qui ont pris racine entre ces matériaux ou sur la roche solide. Bien souvent j'ai observé, que les traces de burinage sont devenues visibles par suite des éboulements de pierres, qui ont balayé les flancs de la montagne. La destruction la plus efficace de la montagne et par suite de cela le plus grand anéantissement des traces de burinage est produit par l'infiltration de l'eau dans les crevasses et par la congelation suivante. Plus ce procès se renouvelle, ou, ce qui est la même chose, plus souvent la température varie entre + et ÷, plus la décomposition de la roche procedera rapidement. La température du „fjord" et par conséquent celle des objets, qui se trouvent en contact immédiat avec ses eaux, est presque constamment aussi bien pendant l'été que pendant l'hiver au dessus de 0°. Le Sognefjord ainssi que ses branches ne sont que bien rarement couvertes de glace; pendant l'hiver la température de l'air du bas pays varie continuellement entre + et ÷, et dans le haut pays cette variation de température se fait pendant toute l'année, — par conséquent la décomposition doit avoir lieu beaucoup plus activement dans les régions un peu au dessus du niveau du „fjord" qu'au niveau même, et ainsi les traces de burinage doivent être effacées plus facilement qu'elles ne le sont dans de plus petites hauteurs. Il est aussi bien probable, que le pays bas a été bien plus fortement attaquée du burinage que le haut pays. Dans le courant glaciaire, qui jadis a traversé le Sognefjord et ses branches latérales jusqu'à la mer, la pression, qui s'operait contre les flancs de la montagne, devait s'accroître de haut en bas, et les parties basses des roches devaient par conséquent recevoir de plus profondes et aussi de plus fréquentes marques de burinage, que le pays haut. Mais à mesure que ce courant glaciaire diminuait, les points de contact entre les flancs des rochers et le courant glaciaire diminuaient aussi graduellement de haut en bas, et tandisque les régions du pays haut perdaient successivement de plus en plus de ses traces de burinage les parties basses pouvaient encore recevoir des traces de sillonnement nouvelles et fraiches.

Quant à l'existence plus spéciale des traces du burinage je n'ai qu'à renvoyer le lecteur à la carte ci-jointe. On verra que le burinage suit la direction des vallées et des „fjords". J'ai vu ce fait constaté même en détail dans les roches conglomerées appartenant aux îles de Sulen au côté N de l'embouchure de „Sognefjord". Les traces de burinage, qui se trouvent sur les hauts plataux, prennent la direction générale des pentes. Une seule fois j'ai découvert des marques très distinctes de burinage justement sur le point de départ des affluents de deux vallées contigues, savoir sur le point culminant des hauteurs de Moldestad sur les limites des paroisses de Gloppen et d'Utviken. La montagne se présente ici sous la formé d'une selle prolongée et aplanie entre les deux vallées, dont je viens de parler, qui allaient du N au S, direction à laquelle les traces de burinage étaient parallèles. Il était du reste tout à fait impossible de distinguer, si le courant glaciaire, à l'action de laquelle ces traces devaient leur existence, s'était dirigé vers le N ou vèrs le S.

Les dimensions de ces traces de burinage sont bien variables. Depuis des stries ou des sillons fins elles montaient jusqu'à la grosseur d'un demi cylindre d'une coupe transversale d'environ 0m·3. Il m'est arrivé quelquefois de rencontrer près de Fjærlandsfjord des traces de burinage d'une forme, qui s'approchait beaucoup de celle des chaudières de géants.

Dans plusieurs endroits des hauts régions, où les traces de burinage sont à demi effacées il est cependant incontestable, que la roche en a été attaquée, et bien souvent on rencontre des flancs de montagne de beaucoup d'étendue, qui conservent des traces distinctes de l'action de polissage, qu'ont exercé les masses glaciaires dans un temps reculé, ce qui est surtout le cas sur les flancs escarpés des vallées étroites. La vallée de Lundedal en offre un des plus frappants exemples.

Parmi les marques d'une époque ancienne glaciaire il faut aussi citer les chaudières de géants.

Il n'est pas peutêtre à nier, que les chaudières de géants puissent être formées par des chutes d'eau, mais on ne peut pas s'expliquer, que toutes les chaudières soient formées de cette manière sans prétendre, qu'un grand changement s'est operé dans le relief du pays après l'achèvement des chaudières. Les chaudières de géants peuvent se former selon moi de trois manières, qui sont celles que voici:

1. Par des chutes d'eau. En ce cas il parait, qu'il faut, que le plan de la roche, où l'excavation se fasse, soit d'une position assez horizontale, que l'axe des chaudières ne dévie pas beaucoup du vertical, que le chiffre proportionnel de la profondeur et du diamètre des chaudières ne puisse jamais devenir assez grand,

et enfin il faut, que les chaudières soient entières et complètes, et que leurs bords ne soient pas fortement accusés. Il me semble, qu'on doit difficilement s'imaginer, que ces chaudières doivent leur existence aux jets d'eaux, qui se précipitent dans des canaux d'une position verticale, comme on en trouve dans les glaciers. On a dit, que ces canaux conservaient leur place d'année en année, mais comment s'expliquer une telle chose, le mouvement progressif de la glace étant un fait démontré? On s'est probablement trompé, ce ne doit pas être le même canal, mais un canal nouveau, qu'on aura retrouvé sur le point même, où a été l'ancien canal, et c'est ce, qui a fait l'erreur. Cela devient d'autant plus probable, lorsqu'on se souvient, comment se forment de tels canaux. A cause des conditions locales combinées avec le mouvement progressif de la glace une tension se produit. Un ruisseau glaciaire passe par ce même point; la tension devient cependant d'une telle force, que la glace se brise, et il se fait alors une crevasse. L'eau y pénètre en creusant peu à peu la glace jusqu'à produire là dedans un trou assez grand pour recevoir la masse d'eau entière. Sur ces entrefaites la glace s'avance, et avec la glace avance aussi la crevasse, et en s'avançant celle là parvient aux endroits, où au lieu d'une tension il se produit une compression, et la crevasse se ferme excepté le canal, supposé toutefois, qu'il existe toujours un courant d'eau, qui puisse l'entretenir. Cependant au premier endroit une tension de la glace s'est opérée de nouveau et en s'augmentant successivement jusqu'à ce, qu'il se soit formé précisement sur le même point qu'auparavant une nouvelle crevasse, où le même procès se repète. L'ancien canal ne reçoit plus la masse d'eau, qui alors se précipite dans le canal nouvellement formé, qui pendant quelque temps lui sert d'écoulement. On trouve aussi en effet plusieurs de ces „moulins" concentrés dans un petit espace l'un après l'autre, et l'on voit aussi bien souvent des traces de crevasses, qui à l'origine leurs ont servi de lit. Par mesurages directs faits de la main de Mr. le professeur Tyndall il est du reste parfaitement constaté, que ces moulins participent dans le mouvement général de la glace. Mais même encore dans le cas, où un tel canal pourrait être stationnaire, et que le jet d'eau perçerait la glace continuellement sur le même point, ce ne serait pas une chose facile de faire former une chaudière de géant par une telle chute d'eau. Car le frottement continuel des pierres se trouvant sous le glacier contre le sol (cela est un fait démontré) devait creuser la roche horizontalement avec beaucoup plus de rapidité que le jet d'eau ne saurait le faire verticalement. Une seule pierre était parfaitement capable d'effacer complètement pendant quelques heures les résultats de plusieurs mois de l'action de l'eau.

2. Par les courants d'eau. Lorsqu'une pierre plus grande, ce qui arrive bien souvent, par la force du torrent est mise en mouvement, elle heurtera les autres pierres, dont le lit du torrent est comblé, et lorsque les pierres poussées en avant se trouvent arrêtées par un obstacle locale, les pierres peuvent arriver à tourner autour d'un axe, qui d'après le point de contact du choc puisse occuper une position différente à l'égard du lit du torrent. De ce tournoiement il résultera, que la roche s'usera, soit directement par l'effet des pierres elles mêmes ou indirectement en se servant pour creuser du gravier et du sable, et une chaudière de géant plus ou moins régulière se formera. Les mouvements tournoyants, qu'on trouve dans les torrents, produiront peutêtre des excavations dans la roche, quand ils trouvent des localités convenables et sont doués d'assez de force pour pouvoir tourner du gravier et des pierres en cercle. Les chaudières, qui sont faites par des courants d'eau peuvent pour ainsi dire être enfoncées dans des roches obliques, et les axes peuvent écarter un peu de la ligne verticale; le nombre proportionnel entre la profondeur et le diamètre ne sera jamais grand (peutêtre rarement de plus de 1); les bords pourront être fortement accentués et les chaudières pourraient souvent être de forme oblongue.

3. Par des glaciers. Le glacier n'est que bien rarement entièrement ajusté à son lit. Il en est ordinairement separé par des pierres entreposées. En s'avançant elles lui servent de roulettes. Lorsqu'une de ces pierres est retenue sur sa route par un obstacle, qui en arrête le mouvement progressif, celui-ci semble devoir se changer en une rotation stationnaire autour de son axe. En tournant la pierre le glacier creusera le rocher. Les excavations formées de cette façon pourront s'enfoncer dans des plans de rocher à une inclinaison quelconque. Elles pourront se présenter sous la forme de chaudières ou de parties de cylindres. Dans le premier cas la position de l'axe peut être bien différente, la forme le plus souvent un peu oblongue, le chiffre proportionnel entre la profondeur et le diamètre pourra le plus souvent être au dessous de 1. Dans le dernier cas l'axe aura une position verticale et la proportion entre la profondeur et le diamètre pourra être n'importe quoi; les bords seront dans les deux cas distinctement prononcées.

Cette dernière cause que je viens de citer doit sans comparaison être la plus importante, et probablement aussi la plus usitée; la seconde cause n'aura

probablement en général que peu d'effet, car les conditions locales, sous lesquelles elle exercera son action, sont des plus variables, la force agissante très faible et effective seulement à des intervalles souvent bien longs.

Des chaudières de géants sont assez ordinaires aux alentours du névé de Justedal. J'ai dessiné sur la carte la plupart de celles, que j'ai rencontrées. Je m'arrêterai un peu plus long temps sur quelques unes de ces chaudières à cause de leurs particularités. A quelques kilomètres à l'O de Marifjæren j'ai trouvé 15 chaudières de géants le long d'un ruisseau. 7 parmi celles-ci sont entières et le reste plus ou moins incomplet. La roche est composée de quartz chisteux à des chistes minces, dont les feuilles dévient 30° de l'horizontal. Les axes des chaudières s'approchaient du vertical, leur diamètre et leur profondeur variaient à peu près de 8 à 30 ctmtr.. La plupart de ces chaudières avaient des raies distinctes se trouvant visiblement dans le même plan que les chistes. Les bords en étaient aigus. Il est bien difficile de décider, si les raies avaient été formées en même temps que les chaudières, ou si elles étaient d'une origine plus récente produites par une décomposition inégale aux extrémités des chistes. Cependant il me semble plus raisonnable d'opter pour la première de ces suppositions. Près du presbytère de Stryn on trouve entre autres une chaudière, qui a 261 ctmtr. de profondeur et de 76 à 84 ctmtr. de diamètre aux bords. La chaudière allait en se rétrécissant de haut en bas, et le fond avait presque la forme d'une carène. En dedans sa surface polie était pourvue de rides, qui allaient en spiraux vers le fond; ces rides étaient fortement accusées mais pas aigues. La roche était composée de gneis. Enfin je citerai aussi quelques chaudières d'un interêt particulier à cause de leur situation. Elles ne sont éloignées du glacier de Tunsbergdal que de 20 m. et on peut avec assez de certitude prouver, qu'elles ont été formées par ce glacier. Le glacier était, il-y-a une cinquantaine d'années, d'après des données sûres, si grand, qu'il couvrait l'endroit, où apparaissent maintenant les chaudières en question. Il-n'y-a sur ce lieu aucun torrent ni ruisseau, d'où ces chaudières après la retraite du glacier puissent tirer leur origine. Si elles avaient été formées par de l'eau, cela aurait été fait, avant que le glacier existât, et les localités auraient dû être arrangées d'une toute autre manière, ou bien ces chaudières auraient dû leur naissance à un ruisseau, qui se serait autrefois précipité au travers des masses glaciaires, ou qui se serait frayé un chemin en dessous du glacier et du côté, car il est impossible, que le torrent glaciaire actuel ait dirigé ses eaux par là. Quant à la première de ces alternatives il faut objecter, que l'effet du glacier de la vallée de Tunsbergdal avec ses masses puissantes sur le sol rocheux doit avoir été trop grand pour laisser même une seule trace d'enfoncement en forme de chaudière, qui aurait dû se former avant l'époque glaciaire. Contre l'autre alternative on doit opposer, ce que j'ai déjà dit, qu'un glacier en progression doit à chaque moment changer les conditions locales, sans lesquelles n'existera aucune chaudière de géant, dont la création est dépendante des chûtes d'eau au travers du glacier ou des courants d'eau en dessous du glacier. C'est pourquoi je suis disposé à croire, que la naissance de ces chaudières doit être attribuée au glacier.

Quant aux moraines j'ai déjà parlé de celles, qui se trouvent près des glaciers actuels. Les conditions, sous lesquelles on rencontre ces moraines, me paraissent mériter une attention particulière. Dans la proximité de presque tous les grands glaciers on trouve plusieurs moraines, tandisque les vallées en manquent totalement à de longues distances et le plus souvent offrent au regard l'aspect de plaines presque horizontales. On doit en conclure, qu'il-y-a eu un période, où les glaciers, étant constamment en retraite, n'ont pas eu assez de temps pour créer des moraines terminales, qui ne se forment que lorsque les extrémités des glaciers restent stationaires pendant quelque temps, ou lorsqu'elles s'avancent en poussant devant elles les matériaux dégagés, qui se trouvent dispersés sur le fond de la vallée. Après cette retraite continuelle il est venu une période, où ce mouvement rétrograde a été remplacé de temps en temps par l'immobilité ou par la progression, et c'est de cette manière, que les moraines terminales qui apparaissent maintenant aux extrémités des glaciers se sont formées. L'étendue de l'espace, où ces moraines se trouvent aux différents glaciers pourrait peutêtre se ranger sous de certaines règles. Je crois ainsi avoir remarqué, que plus les glaciers sont puissants, moins l'espace, où l'on trouve les anciennes moraines, a d'étendue, ce qui fait penser, que les petits glaciers ont opéré leur retraite avec plus de rapidité que ne l'ont fait les grands, — supposition qui est bien admissible, l'étendue déterminée d'un petit glacier contenant relativement moins de glace que celle d'un grand glacier et opposant ainsi une résistance relative moins efficace contre le dégel.

Outre ces moraines il-y-en-a aussi une quantité d'autres, mais elles ont rarement beaucoup de grandeur. La plus grande, que j'ai vue se trouve à l'extrémité de lac de Risbotten au NO du Sværefjord. Elle avait

une hauteur de 20m. à peu près à son extrémité méridionale et s'appuyait immédiatement sur le flanc de la montagne. Toutes les autres moraines que j'ai vues ont été beaucoup plus petites. L'on ne trouvera guère d'enfoncement important dans la montagne sans voir au moins des traces de moraines. Il n'est pas invraisemblable, qu'il-y-en-ait aussi dans le Sognefjord et dans ses branches. Ainsi il parait, qu'il existe dans le Fjærlandsfjord vis-à-vis de Lidal un banc, qui traverse le „fjord" de rive en rive. A peu près à moitié chemin entre l'embouchure de Sognefjord et le Viksfjord il existe d'après le dire des pêcheurs un banc tout à fait pareil. Le Nærøfjord situé au S de Sognefjord est traversé de rive en rive par un tel banc. Le plus remarquable de tous ces bancs est cependant celui qu'on trouve à l'embouchure de Sognefjord. Tandisque depuis le Viksfjord jusqu'à Sognefest (à l'embouchure du Sognefjord) la profondeur assez également répartie sur tout l'espace est de 1225m., elle diminue sensiblement en dehors de cet endroit, et à moitié chemin entre la pointe S de l'île de Ytre Sulen et l'île de Kverno elle n'est même plus de 213m. En dehors de ce lieu la profondeur de la mer va en croissant considérablement. Il est bien probable, qu'il s'est formé une moraine puissante sur ce lieu, le courant glaciaire, qui jadis s'est précipité par le Sognefjord, ayant sur ce point rencontré les eaux chaudes de la mer, et l'extrémité du courant devait ainsi y stationner pendant long temps, d'où il resultera, que les matériaux rocheux ramenés par le courant glaciaire s'entassassent ici. Il est bien remarquable, que la profondeur du Sognefjord augmente si considérablement d'environ 200m. en dehors de Balestrand et de Vik. C'est sur ce point, que les courants glaciaires de Indre Sogn se sont réunis avec les courants glaciaires de Fjærland et de Vik, de manière que la puissance du glacier devait s'accroître excessivemeut justement en cet endroit, car la largeur du „fjord" ne s'y augmente que de bien peu. La qualité du fond de Sognefjord n'est que peu connue; le plus souvent il parait que les couches supérieures sont composées de limon fin.

Parmi les marques glaciales il fait aussi citer la grande quantité de terrasses, qui se trouvent dans toutes les vallées. Les matériaux en sont évidemment d'origine glaciale. Elles sont quelquefois d'une hauteur de 165 à 190m. (dans le Lærdal); mais en général elles n'atteignent pas cette hauteur. La terrasse la moins élevée que j'ai vue n'est que de 6m..3 au dessus de la mer (dans le Sværedal). Partout on les trouve rangées l'une après l'autre de différentes hauteurs, mais je n'ai pas trouvé, que la hauteur des différents gradins d'une vallée correspondissent à ceux d'une autre vallée, et le nombre des terrasses est aussi différent dans les diverses vallées. Il est du reste bien probable, que quelqu'unes des terrasses aient été effacées par suite de l'érosion des torrents glaciaires. La formation des terrasses se font encore en masse dans plusieurs lieux, par exemple dans le Fjærlandsfjord et dans le Gaupnefjord.

Les formes des montagnes présentent cependant les traces les plus grandioses d'une ancienne époque glaciaire. Les formes caractéristiques des montagnes, qu'on rencontre presque partout sont produites par la grande quantité d'excavations („bottener"). Par „botten" on comprend des cavités dans les montagnes, qu'on peut considérer comme des chaudières à demi achevées. - Elles peuvent avoir plus ou moins de longueur, mais celles qui se trouvent autour du névé de Justedal, sont d'une largeur égalant à peu près la longueur et qui souvent la surpasse. La largeur est souvent moins grande à l'embouchure que vers le fond. Lorsqu'on observe les formes des montagnes là, où un glacier se précipite dans une vallée, on verra le plus souvent, qu'elles prouvent, que ces lieux dépourvus de la couverture glaciaire offriraient l'aspect d'une dépression ou d'une cavité de forme d'une soi disant „botten", et le plus souvent ce sera cette espèce de botten, où la largeur du fond dépasse celle de l'embouchure. Presque tous les bottens vides trahissent par les moraines, qui y restent, qu'ils ont autrefois servi de lit aux glaciers. On ne peut certainement pas attribuer leur formation exclusivement aux actions des glaciers, mais personne, qui a regardé un peu plus attentivement un glacier et ces alentours, ne doutera un moment, que les glaciers n'aient été pour beaucoup dans leur formation, et spécialement je suis disposé à croire, que leur forme remarquablement arrondie doit être expliquée comme étant dûe à l'action du glacier. Quand on prétend, que les glaciers ont creusé les bottens, on ne doit pas en conclure, que cela soit l'effet du seul frottement du glacier, mais que c'est le glacier, qui par son dégél a fourni cette eau, qui s'est introduite dans les fentes de la montagne, et qui par l'effet du froid dans les parties escarpées et chaotiquement déchirées a pu pénétrer jusqu'au fond et subir une congélation, qui a fait éclater les pierres. Ces pierres ont été entrainées par le glacier, qui s'avance, et le sol montagneux est ainsi prêt à subir de nouveau le même procès. On doit supposer. que les bottens, où l'on ne trouve pas de traces distinctes de moraines, sont de la même origine, car aussi ceux-ci doivent une fois avoir été couverts de glaciers, mais les mo-

raines, qui auraient été formées, doivent avoir été enlevées par des éboulements, qui, d'après ce qu'on prétend, surtout en sortant des bottens sont grands et fréquents. On m'a ainsi rapporté, que les éboulements de neige sortant d'un botten appelé Svalugna, situé sur le bord O du Fjærlandsfjord, peut atteindre une telle puissance, que les masses de neige, qui en sont lancées jusque dans le fjord, le comblent ainsi, qu'il n'est praticable que le long des rives. On raconte même, qu'il s'est une fois formé un pont de neige, sur lequel on a pu traverser à pied le fjord, qui a ici plus de 1130m. de largeur. Les bottens surtout les plus élevés, sont sujets à des excavations continuelles par l'effet combiné de la force de l'eau et des variations de la température. Les bottens les plus grands et les plus regulièrement formés se trouvent là, où la roche est composée de gneis chisteux à des chistes fortement inclinées. On trouvera des exemples remarquables de formes montagneuses produites par un système de bottens du côté E de Fjærlandsfjord. J'ai ainsi trouvé une preuve évidente de la manière, dont se décompose la roche, dans une montagne située là et appelée *Tågga*, étant en rapport avec la masse principale par un dos, qui en différents lieux est tellement étroit, qu'il n'est pas praticable, et où l'on est obligé de se frayer péniblement un passage sur la pente méridionale en marchant avec la plus grande précaution et pour ainsi dire à tatons. Tandisque la montagne du côté N s'élance presque perpendiculairement de haut en bas dans l'espace de plusieurs centaines de mètres, elle présente du côté S des pentes d'une inclinaison de 60° à 70°. Le dos escarpé de la montagne est presque uniquement composé de fragments, et les deux petits glaciers, qui descendent des deux côtés de la montagne, sont pour ainsi dire semés de blocs de rocher, qui tombent continuellement le long de ses flancs. Dans peu de temps, d'après ce qu'on doit présumer, le lien étroit, qui attache la montagne de Tågga à la chaine principale, sera brisé, et Tågga sera un rocher isolé.

Il est probable, que la formation de ces bottens appartient à la dernière période de l'époque glaciaire, lorsque les glaciers se sont retirés de beaucoup, étant déjà devenus des glaciers de deuxième rang, — époque, qui dans ces régions de notre pays doit être regardée comme existant encore. Il n'est guère possible de contester pour le moment, que le névé de Justedal ne soit un débris de cette époque géologique, quoique le fait soit encore à prouver. Les traditions, qu'on entend raconter d'une ancienne habitation dans ces régions, doivent être considerées comme de pures fantaisies, nées peutêtre assez souvent d'un certain fanatisme religieux.

Il ne faut certainement pas un bien long séjour au milieu de la glace et des neiges éternelles pour remarquer, que les lois météorologiques qui regnent dans ces parages ne sont pas celles, qui prédominent en général, et ce sont spécialement les mauvais temps, ici d'une fréquence si subite, qui attirent notre attention. Cela saute tout d'abord aux yeux, que les pluies et les neiges tombées sur le névé de Justedal sont très abondantes, et je cherchais de la manière suivante à m'en faire une idée. Je jugeais la quantité d'eau s'écoulant du névé pendant une année, je la comparais à la quantité d'eau connue, contenue dans le fleuve de *Glommen*. La superficie des régions du névé de Justedal et le district du fleuve Glommen ainsi que la hauteur moyenne par année de pluie ou de neige fondue dans le dernier district étant approximativement connue, je pouvais déterminer la hauteur de pluie ou de neige fondue tombée par année au névé de Justedal. La hauteur, qui en résultait, était bien plus grande que les hauteurs tombées n'import où en Europe. Le calcul était du reste basé sur des suppositions très incertaines, et le seul résultat sûr, qui en ressortit, fut que le total des eaux tombées par an au névé de Justeoal, était excessivement grand. Dans le printemps 1868, pendant que j'étais occupé en qualité d'adjoint à l'Institut météorologique de Christiania, je suis par hasard tombé sur quelques cas, qui semblaient indiquer, que le névé de Justedal étendait son influence sur les conditions du temps à des distances plus grandes, et comme il était ainsi à présumer, que des observations météorologiques faites aux alentours du névé aboutiraient à quelque chose de mieux qu'à obtenir des résultats purement climatologiques, le directeur de l'Institut météorologique de Christiania Mr. le professeur Mohn me chargeait pendant mon voyage en été 1869 d'établir, s'il était possible, des stations météorologiques autour du névé. Des instruments vérifiés furent apportés et j'étais assez heureux de trouver dans ces lieux peu habités des gens, qui s'intéressaient vivement à la réussite de cette entreprise, et qui voulurent bien se donner la peine de faire des observations régulières. Des stations pourvues de baromètre, psychromètre et de pluviomètre furent établies chez Mr. le pasteur Olsen (Ålhus en Jølster), chez Mr. le pasteur Hansen (Justedalen), chez Mr. le négociant Brandt (Stryn en Nordfjord), chez Mr. l'avocat Husebye (Sogndal), station avec baromètre et psychromètre chez Mr. le

capitaine Meidell (Balestrand), et deux stations avec pluviomètres seulement chez Mr. Hans Tufte (Fjærland) et chez Mr. Andreas Årskaug (Haukedal en Søndfjord). Mrs. Meidell et Husebye avaient déjà depuis long temps fait des observations, mais les instruments n'étaient pas très bons. Ces stations combinées avec celles établies par Mr. le professeur Mohn en Lærdal et à Florø et avec les anciennes stations du pays fourniront probablement des observations suffisantes pour atteindre le but, qu'on s'est proposé.

Selon les observations déjà transmises il se fait voir, qne l'effet du névé de Justedal sous le rapport météorologique ne manquera pas d'être de beaucoup d'importance. J'ai montré la distribution de la pression de l'air dans les cartes barométriques, où est noté pour quatre mois la moyenne barométrique des différents endroits réduite au niveau de la mer. La station de Justedal n'y est pas comprise, son élevation au dessus de la mer n'étant pas encore exactement connue; aussi l'altitude de la station d'Ålhus n'est peutêtre pas bien sûre. Il parait, qu'il-y-a pendant ces quatre mois un minimum barométrique autour du névé, cependant de manière que la plus grande dépression ait lieu sur le côté NO du névé. Les résultats des observations de la température sont notés dans le tableau suivant, où j'ai indiqué la température moyenne des divers endroits calculée d'après la formule: $M = \frac{1}{2}(8^{h.}m. + 8^{h.}s.)$ + une correction. Cette correction est calculée d'après les résultats des observations horaires à Christiania et à Bergen.

Températures moyennes. C.

1869.	Bergen.	Florø.	Ålesund.	Balestrand.	Ålhus.	Stryn.	Lærdal.	Sogndal.	Justedal.
Août	12°.22	11°.75	10°.97	*)	12°.11	12°.30	14°.13	13°.18	**)
Septbr.	10°.90	10°.38	9°.75	12°.83	9°.68	9°.75	11°.07	10°.03	
Octbr.	6°.30	5°.93	5°.93	6°.13	3°.84	3°.84	4°.60	4°.06	
Novbr.	2°.25	2°.46	2°.84	1°.02	—0°.52	0°.54	—0°.66	—1°.62	

*) La station n'est établie que depuis le 1 septbr. **) Dans le Justedal les observations de la température ne sont pas faites assez regulièrement pour qu'on puisse trouver la température moyenne.

Lorsqu'on compare les stations de Balestrand, d'Ålhus et de Stryn à celles de Lærdal et de Sogndal, il parait, que la température des trois premières stations s'approche de celle des stations des côtés O du pays, tandisque la température des deux dernières est d'un caractère plus continental. Les stations de Stryn et de Sogndal pourraient bien être les plus instructives, quant à l'influence du névé. Les deux stations sont situées à une distance à peu près égale de la mer, et toutes deux sont situées auprès des branches de la mer; mais tandisque la température moyenne de Stryn, qui se trouve sur le côté NO du névé et assez près de celui ci, montre une amplitude de ces mois de 11°.76, la station de Sogndal au contraire, située à une plus grande distance et sur le côté SE du névé, montre dans le même temps un amplitude de 14°.80.

Dans le tableau suivant on trouve les hauteurs d'eau ou de neige fondue en millimètres.

Hauteurs de pluie ou de neige fondue.

1869.	Bergen.	Florø.	Ålesund.	Fjærland.	Haukedal.	Ålhus.	Stryn.	Lærdal.	Sogndal.	Justedal.
Août	70.9	115.8	71.1	*)	130.6	123.3	**)	44.2	44.0	***)
Septbr.	201.0	255.6	194.8	169.7	197.2	190.5	—	38.6	38.6	—
Octbr.	158.0	292.9	119.4	152.0	159.2	221.5	—	49.2	49.2	89.0
Novbr.	201.5	297.5	26.2	243.5	169.3	145.5	89.9	28.5	28.5	123.0
Moyenne	157.9	239.9	102.9	188.4	164.1	170.2		40.1	70.7	106.6

*) En Fjærland la quantité d'eau n'a pas été mesurée pendant tout le mois d'août. **) La station de Stryn ne reçevait son pluviomètre qu'au mois d'octobre ***) A la station de Justedal il n'a été mesuré que depuis le mois d'octobre.

On a ordinairement cru, que Bergen était l'endroit du pays, qui avait la plus grande hauteur de pluie, mais on peut prouver avec assez de certitude, que cela n'est pas le cas. Les stations de Fjærland, de Haukedal et d'Ålhus, dont les deux premières ne sont que de 3 kilomtr. éloignées du névé et la dernière à peu près de 11 kilomtr. montrent pendant ces mois une plus grande quantité d'eau qu'à Bergen, tandisque les stations de Justedal, de Sogndal et de Lærdal, situées du côté SE et les dernières à une assez grande distance du névé, montrent une quantité d'eau relativement petite. La grande quantité d'eau, qui est tombée à Florø, ne peut pas uniquement être attribuée au voisinage de la mer, car aucune des autres

stations sur notre côté O ne présente rien de pareil. Il parait, que le névé exerce son action même à cette distance.

Le névé de Justedal doit sous des rapports météorologiques être considéré comme une immense condensateur. En cette qualité le névé exercera son action et sur lui même et sur les paysages les plus voisins. Par le froid, qu'il répand, le névé condense les vapeurs d'eau continues dans l'air, et s'entoure pour ainsi dire d'un voile épais, qui pendant l'été préserve en partie lui et ses alentours contre l'action du soleil, et qui pendant l'hiver amoindrit l'effet du rayonnement, et contribue ainsi à modifier les excès de la température. Quand en juillet 1868 j'étais en Fjærland, occupé à mesurer le mouvement du glacier de Boium, la température à un kilomètre de distance du glacier était d'environ 7° plus bas qu'à Balestrand, qui est à peu près 34 kilomètres plus au S. Il est clair, que de telles différences de température doit influer sur le vent, et le vent glaciaire est assez connu des habitants. C'est surtout, quand il fait beau temps, que ce vent souffle du névé avec beaucoup de régularité. Pendant une partie du mois d'août 1869 la force du vent était si périodiquement régulière au fond de la vallée de Justedal, qu'on pourrait à peu près se servir d'un anémomètre comme d'une montre. Le vent était plus faible le matin et plus fort dans l'après midi à 5 h., quand il faisait un vent frais. Ce vent avait ainsi la même période que le vent venant de la mer; je n'observais pas quelque chose de correspondant au vent de terre. Ce vent se produit, d'après ce qu'on doit croire, dans les couches supérieures de l'atmosphère. Les courants d'air, souflant du côté du névé, ont parfois des variations remarquables de température. Cela est surtout le cas dans l'après midi. Ainsi j'ai souvent vu au glacier de Boium le thermomètre monter tout à coup de quelques degrés et ensuite baisser aussi subitement. Il se peut, que cela soit dû aux courants d'air, qui en effleurant les sommets nus des rochers, qui s'elèvent ça et là au milieu du glacier, ont été plus fortement échauffés que les autres courants, et qu'ils ont ensuite suivi le courant ordinaire sans se mêler avec les autres couches d'air.

Sauf les températures la quantité abondante d'eau, qui tombe à la proximité du névé, est aussi d'une grande importance pratique. Ainsi les régions de Sogn plus éloignées du nevé sont assez souvent tourmentées de sécheresse, tandisque les vallées le plus voisines du névé n'en éprouvent pas du tout. Il y-en-a au contraire plusieurs, qui sont exposées à ne pas voir mûrir leurs grains par suite de la trop petite chaleur et de la trop grande humidité. On peut aussi dire, que la qualité des pâturages est d'une proportion inverse par rapport à la distance du névé. Pendant ses excursions botaniques aux alentours du névé et spécialement dans le Fjærland Mr. Blytt jun. a trouvé, que la floraison offre des apparences, qui ne correspondent qu'à celles des bords de la mer.

Le névé de Justedal et les névés moins considérables, qui se groupent autour de lui exercent certainement une action assez grande sur les conditions de la température dans le Sognefjord. Plus bas j'ai noté les résultats de quelques mesurages de la température des eaux à de différentes profondeurs faites pendant l'année 1869 avec un thermomètre à profondeur fabriqué par Mr. Sécretau à Paris. Il se pourrait, que les températures des plus grandes profondeurs soient moins exactes, le volume de la capsule n'étant pas bien considérable, et l'eau renfermée se trouvant pendant le temps employé à tirer l'instrument sous l'influence de la température des eaux environnants.

Températures des eaux. 1869. C.

Dates des observations.	Lieux d'observations.		Température dans la profondeur (mètres).		Température à la surface.	Variation pr. mètre.
	Esefjord:					
Juin 29.	A la hauteur de Vindereggeu	à l'O	15 m.	10°.1	10°.1	0°.00
		à l'E	8 m.	13°.6	7°.3	+ 0°.79
	En face de la rivière d'Ese	à le NO	17 m.	9°.0	13°.2	— 0°.31
		à le SE	17 m.	9°.1	14°.5	— 0°.38
	La rivière d'Ese				6°.9	
	Près de l'embouchure de la rivière		8 m.	12°.5	10°.9	+ 0°.20
	A 10 m. de distance de l'embouchure		11 m.	11°.0	13°.5	— 0°.23
	Environ 700 m. à l'E de l'embouchure (au milieu du fjord)		15 m.	10°.0	13°.5	— 0°.23
	Environ 700 m. à l'O de Balholm	à 100 m. de distance de la rive S	17 m.	9°.9	13°.9	— 0°.24
		à 100 m. de distance de la rive N	15 m.	9°.3	14°.2	— 0°.33
	Entre le Balholm et l'église de Tjugum	du côté S environ 50 m. de la terre	17 m.	11°.7	15°.5	— 0°.22
		au milieu du fjord	15 m.	10°.1	15°.5	— 0°.36
		du côté N environ 50 m. de la terre	8 m.	13°.6	15°.2	— 0°.20

Dates des observations.	Lieux d'observations.	Température dans la profondeur (mètres).		Température à la surface.	Variation pr. mètre.
	Sognefjord:				
Juin 29.	Environ 200 m. à l'E de Balholm	92 m.	8°.5	15°.3	— 0°.07
Sept. 1.	— 600 m. - — —	150 m.	6°.6	15°.3	— 0°.12
		130 m.	9°.0		+ 0°.01
		36 m.	8°.2		— 0°.20
	— 2200 m. - — —	560 m.*)	7°.0	11°.5	— 0°.01
	— 3000 m. - le SE —	320 m.	8°.0	11°.5	— 0°.01
Sept. 3.	Dans l'embouchure du Sognefjord au milieu entre la pointe mérionale de l'ile de Ytre Sulen et de Kvernø	213 m.	9°.3	10°.7	— 0°.01
Juillet 12.	**Fjærlandsfjord:**				
	Au fond du fjord environ 300 m. éloigné de terre	38 m.	8°.0	4°.6	+ 0°.09
	A la hauteur de l'église de Mundal — du côté E environ 100 m. de terre	38 m.	9°.5	9°.7	— 0°.01
	— au milieu du fjord	104 m.	7°.1	9°.1	— 0°.02
	— du côté O environ 100 m. de terre	47 m.	8°.0	8°.5	— 0°.01
	A la hauteur de Bjåstad — du côté E, environ 100 m. de terre	45 m.	9°.4	11°.1	— 0°.04
	— au milieu du fjord	154 m.	7°.7	9°.8	— 0°.01
	— du côté O, environ 100 m. de terre	66 m.	7°.7	9°.7	— 0°.03
	A la hauteur de Skitviken — du côté E, environ 100 m. de terre	62 m.	8°.7	11°.5	— 0°.05
	— au milieu du fjord	188 m.	7°.1	10°.3	— 0°.02
	— du côté O, environ 100 m. de terre	51 m.	8°.5	10°.3	— 0°.04
	A la hauteur de Lidal — du côté E, environ 100 m. de terre	66 m.	8°.2	11°.5	— 0°.05
	— au milieu du fjord — deux sondes à une distance d'environ 20 m. l'une de l'autre	183 m.	9°.4	10°.5	— 0°.01
		185 m.	7°.0	10°.5	— 0°.02
	— du côté O, environ 100 m. de terre	66 m.	7°.4	11°.0	— 0°.06
Juillet 3.	**Viksfjord:**				
	A l'embouchure de la rivière orientale	19 m.	11°.0	6°.6	+ 0°.23
	- — — —	8 m.	14°.0	10°.5	+ 0°.44
	A peu près à mi-chemin entre le fond et l'embouchure — du côté E. environ 100 m. de terre	24 m.	9°.5	9°.5	— 0°.00
	— du côte O, environ 100 m. de terre	36 m.	8°.0	13°.5	— 0°.15
	A l'embouchure du fjord — du côté E, environ 100 m. de terre	169 m.	7°.0	10°.3	— 0°.02
	— au milieu du fjord	282 m. *)	7°.1	14°.8	— 0°.03
	— du côté O, environ 100 m. de terre	169 m.	7°.3	15°.0	— 0°.05

*) Le plomb n'atteignit pas le fond.

De ces mesurages il résulte: 1) Que la température dans le Sognefjord et dans ces branches varie horizontalement et verticalement. 2) Que la variation est ordinairement plus forte là, où la profondeur est moindre ou est peutêtre pour mieux dire plus forte près de la surface. 3) Que cette variation aux fonds des „fjords" ou à l'embouchure des rivières (torrents glaciaires) est positive, c'est à dire, la température va en grossissant avec la profondeur, d'ailleurs négative. 4) Que la température est assez constamment égale à 7° à 8° dans l'intérieur du Sognefjord et de ses embranchements au dessous d'une certaine profondeur, évaluée peutêtre à 100 m; il parait au contraire, que la température à l'embouchure du Sognefjord dans une telle profondeur est plus élevée.

Le résultat de cet état de la température est une circulation assez vive des eaux, et pendant le sondage j'ai vu des exemples, qui ont démontré, qu'une telle circulation se manifeste non seulement dans les couches d'eau supérieures, mais aussi souvent dans les plus grandes profondeurs. Ainsi il se montrait dans l'embouchure du Fjærlandsfjord un courant d'eau soumarine très fort se dirigeant vers le S. On peut concevoir, que ces courants rendent les déterminaisons des profondeurs vacillantes. La marche ordinaire des courants est sans doute, que l'eau froide (les eaux provenant des glaciers) s'écoulent dans les profondeurs du fjord, tandisque les courants se manifestant à la surface sont surtout réglés par le flux et reflux, qui dans le Sognefjord font une différence dans la hauteur de l'eau d'environ un mètre. Les courants dans la surface semblent du reste assez irréguliers; il arrive ainsi bien souvent, que, pendant que le courant à l'un des côtés du fjord s'écoule, il afflue de l'autre côté.

Le fauna du Sognefjord n'est pas encore examiné, d'après ce que je sais. Il est probable, que cet fauna peut présenter des particularités assez interessantes à cause des conditions de la température et par suite de la profondeur remarquable du fjord.

Les particularités assez singulières, dont je viens de tracer les contours, sont dûes au névé avec sa faculté de condenser. Il est souvent bien interessant d'observer le procès de condensation du haut du névé. Le temps est de la brume. Il se fait un vent modéré ou assez fort. Des voiles nuageux vont s'étendre ça et là sur les parties culminantes du champ de neige. Ils paraissent rester à la même place. Cependant le vent vient de temps en temps en arrachant des flocons de nuages, qui en partie vont se dissoudre, en partie vont, d'après ce qu'il parait, s'attacher aux points élevés, vers lesquels le vent les porte, où ils se fixent en effet en s'augmentant peu à peu en grandeur et en formant des points de départ à de nouvelles condensations. Sur ces entrefaits le vent augmente, les masses nébuleuses et fantastiques passent continuellement avec la plus grande rapidité; le névé si désert il-y-a un moment s'entoure d'une vie animée et étrange. Parfois le brouillard se lève sur un point en decouvrant un vaste vue, qui disparait aussi subitement, qu'elle s'est montrée. Ainsi il-y-avait des moments, où je pouvais parfaitement aperçevoir les sommets élevés appellés „Horungerne", situés à une distance d'environ 55 kilomètres de Suphellenipa, d'où j'ai observé un tel procès de condensation. Bientôt le brouillard devenait épais et commençait à s'entasser dans les enfoncements du névé. On est alors forcé d'effectuer la descente avec la plus grande rapidité, mais on devient trempé jusqu'aux os avant d'arriver dans la vallée. Quelquefois la tempête tarde longtemps avant d'éclater, mais souvent le changement est subit. J'en vis un exemple le 7 août 1868 au névé de Gunvord en Fjærland. A midi le ciel était presque serein, on voyait seulement de légers nuages du SE. Pendant plusieurs jours l'air avait été brumeux avec une température très élevée. Il faisait plus clair ce jour-là; seulement au dessus du névé de Justedal il-y-avait un peu de brouillard. Une baisse considérable dans la température avait cependant été observée, le thermomètre montrait à 7$^{h.}$ 30′ m. 4°.4. A midi passé quelques coups de vent de SE se faisaient sentir, et le brouillard commençait à se former; le vent augmentait rapidement et allait jusqu'à une tempête tellement violente, que nous faillimes être emportés du névé. A 1$^{h.}$ tout était enveloppé d'une brouillard intense, la pluie commençait, d'abord faible, mais ensuite très abondante. Lorsque le mauvais temps commence, il se fait précéder du brouillard sur les névés, et quand il fait ensuite beau temps, les névés sont les dernières lieux, où disparaissent les nuages.

Lorsqu'on compare le névé de Justedal au névé de Folgefon (situé à peu près 1.5 degrés de latitude vers le S, mais où les conditions semblent être à peu s'en faut les mêmes, on voit surgir une question, qu'on ne parviendra pas aisément à résoudre. Il ressort des observations qu'a faites Mr. le professeur Sexe sur le névé de Folgefon, que celui-ci est d'une puissance beaucoup moins grande que celle du névé de Justedal, qui en outre est beaucoup plus éloigné de la mer, et qui n'est pas non plus si entouré de „fjords" degagés de glace que l'autre. C'est pourquoi je suis plus disposé à supposer, que la neige (et la pluie) tombe plus abondamment sur le névé de Justedal. Quant aux températures ces deux endroits ne diffèrent que de bien peu. Quant à moi je le trouve plus raisonnable de chercher l'origine de ce phénomène dans les conditions ordinaires météorologiques. La plupart des bourrasques, qui traversent la Norvège, ont leur passage au N du névé de Justedal. La plus grande partie de la pluie et de la neige, qui suit ces tournants, tombe au côté SE et près du centre de la bourrasque, et c'est pourquoi le névé de Justedal doit recevoir plus d'humidité que celui de Folgefon. Mais ce n'est pas non plus assez pour expliquer cette différence remarquable d'une manière suffisante. L'étendue plus vaste du névé de Justedal pourrait bien en être la raison la plus plausible. Ainsi que je l'ai déjà dit, les observations barométriques présentent un minimum de pression autour du névé. La cause en doit être la grande faculté de condenser les vapeurs d'eau, que possède le névé, et cela fait, que l'air entourant s'élance en avant s'empressant d'établir de nouveau l'équilibre; mais du moment, où l'air affluant trouve sur son chemin d'autres courants d'air refroidi par l'effet du névé, une nouvelle condensation se fait et ainsi de suite. Plus la surface du névé est vaste, plus le cercle d'air refroidi est grand, et plus la différence de température existant entre les divers courants d'air s'augmente, d'où il s'ensuit une condensation plus grande. A cela il faut encore ajouter, que cette condensation plus grande parviendra à dégager une plus grande quantité de chaleur latente, d'où il résulte au milieu même de la dépression barométrique un courant ascendant d'autant plus intense. Il résulte de cela, que la variation de la pression de l'air entre la périphérie et

le centre s'augmente, et ainsi le procès s'opéréra dans une échelle d'autant plus grande, que la surface du névé devient plus vaste.

D'après ce, que j'ai dit, la continuation de l'existence d'un névé dépendra en partie de lui même, les élements de son alimentation lui étant apportés par la condensation, d'où naissent les mouvements tournants dans l'atmosphère environnante. Pour le moment je ne puis pas constater le mouvement tournant autour du névé de Justedal, les observations par rapport aux vents n'étant pas assez nombreuses pour éliminer l'influence purement locale, qui se fait sentir d'une manière si prononcée au milieu de ces vallées étroites. Mais on peut peutêtre trouver des exemples de mouvements tournants dans des endroits, où les actions plus dégagées de l'influence extérieure se présentent d'une manière plus grandiose. Les vents forts d'O autour du pôle du S ne sont ils pas par exemple nés en partie des masses immenses de glace de ces latitudes?

Il se peut bien, que les mouvements tournants en question soient d'un caractère, qui diffère de celui des tournants ordinaires. J'ai déjà mentionné, qu'au voisinage des glaciers on distingue un courant d'air de haut en bas plus ou moins fort, qui cependant ne semble pas descendre bien profondement dans les vallées, et il est aussi, d'après ce que j'ai cru observer, bien faible, quand il fait un temps humide ou brumeux. Il est possible que la cause en est, que l'air, qui vient d'être refroidi aux flancs des névés, à cause de sa pesanteur va se plonger vers les basses régions. La manière, dont je m'imagine les courants d'air autour d'un névé en cas de condensation, est exposée dans la figure schématique G de la planche lithographiée. Elle présente une coupe verticale traversant l'atmosphère, le névé et une partie d'une vallée des deux côtés. Tandisqu'il-y-a toujours dans les tournants ordinaires un affluant d'air vers le centre avec une déviation à droite (sur le demiglobe septentrional), il-y-a ici près du névé dans les parties inférieures un courant d'air allant en dehors.

Les observations barométriques semblent indiquer, que la dépression autour du névé avec son mouvement tournant ne se dirige, au moins pas en général, vers l'E, comme il est ordinaire. Car en ce cas les isobares eussent formé des figures elliptiques, dont le plus grand diamètre eût été tourné de l'O à l'E. En construisant les cartes synoptiques de l'Institut météorologique de Norvège j'ai cependant trouvé des cas, qui semblent indiquer, que le névé de Justedal peut créer des tournants, qui se meuvent de la manière ordinaire. Un de ces cas est celui qui suit: Le 1 avril 1867 la plus grande pression se trouve au dessus de la mer Biscayenne et va en diminuant vers N sur les iles de la Grand Bretagne et sur la Scandinavie. Nulle part en Europe ou dans les parties de la mer, qui en sont les plus rapprochées on né voit la moindre trace de bourrasque. Le long des côtés O de la Norvège le vent en partant de la grande pression de l'air est du S à SO. Le matin du 2 avril la situation est à peu près la même, cependant avec la différence, qu'il se montre au dessus de la côte O de Norvège avec le névé de Justedal pour centre une faible dépression. Depuis le phare de Hellisø (situé à la hauteur de Bergen) et vers le S il soufle un vent frais du S. Au N de Stat le vent est modéré d'E au N. Pendant le cours de la journée la dépression augmente et se meut dans la direction de SE en apportant aux régions méridionales de la Norvège de la pluie et du brouillard. Le lendemain matin nous retrouvons la bourrasque dans la mer Baltique comme un mouvement tournant bien développé, qui donne un vent fort et presque orageux en Danemarc, en Suède et en Prusse. Je veux aussi citer un cas, où le névé parait avoir eu de l'influence sur une bourrasque déjà formée. Le 6 et 7 mai 1867 une faible bourrasque s'approche du côté O de Norvège. Son centre passe au S de l'Islande sur les iles de Færø vers le ENE. Le 7 mai au matin partout en dedans de la circonférence de la bourrasque le vent va du faible à brise. Seulement à Stykkisholm en Island il-y-a un tempête de NE. A midi elle est bien près des côtes de la Norvège. Le vent augmente et sur le Dovre il devient fort. Dans l'après midi il traverse le névé de Justedal. A Ålesund il-y-a tempête et à Christiansund il fait une forte pluie. Aussitôt que le centre a passé le névé, il change de route et se dirige vers le SSE. Le lendemain matin le centre, où la pression depuis la veille à midi a subi une baisse considérable, se trouve près de Helsingfors. Ces exemples ne sont pas les seuls, mais ils sont des meilleurs, que j'ai trouvés jusqu'à présent.

De considérer le mouvement des bourrasques comme résultant de ce, que la masse d'air, dans laquelle il se forme, se meut en avant, amène des conséquences, qui s'accordent difficilement avec la réalité. Il semble beaucoup plus admissible de supposer avec Mr. le professeur Mohn, que le mouvement en avant est le résultat de la nature différente des divers vents. La direction ordinaire du mouvement est probablement chez nous d'O à l'E ou à peu près. Les vents, qui sont au devant du centre (s'avançant vers l'E) arrivent des contrées avec une température relativement assez haute;

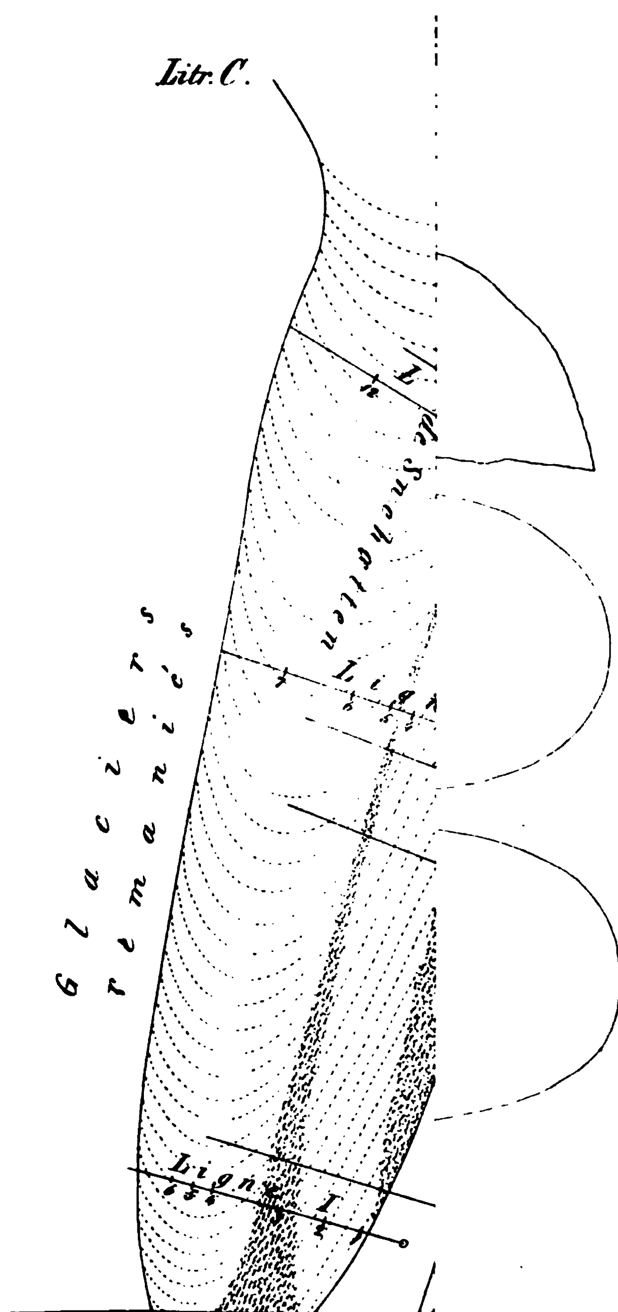
c'est pourquoi ils contiennent régulièrement plus d'eau que les courants d'air, qui affluent des autres côtés de la bourrasque. C'est ainsi que du côté E la condensation la plus forte s'effectue, une fois que le mouvement tournant a pris son commencement. Qu'on compare maintenant les conditions de température, que subissent les courants, qui viennent par devant de la bourrasque à celles des courants, qui viennent par derrière. Les vents du NE à NO (les vents du bord postérieur) arrivent des lieux d'une température plus élevée que la leur, tandisque pour les vents du bord antérieur c'est tout le contraire; ceux-ci sont rapprochés de l'état de satiété, tandisque ceux-là s'en écartent. La suit a de ce que la condensation la plus forte s'opère au côté E est, que le minimum de la pression ou le centre se dirige du même côté. Les conditions de température et d'humidité, qui sont supposées ici, sont les normales. mais il-y-a cependant beaucoup d'exceptions. On doit supposer, d'après ce que j'ai cherché d'expliquer, comme règle générale, que la direction du mouvement est subordonnée aux conditions d'humidité et de température de l'air, qui est mis en mouvement par la bourrasque.

Quand une bourrasque ne se meut pas, cela doit être parceque la condensation la plus forte se trouve retenue à un point déterminé. Un névé avec la fraicheur, qui s'en répand, est très capable de servir de point d'attachement pour la condensation, et il faut des circonstances, qui sont peutêtre bien rares, pour qu'une bourrasque formée à un tel lieu se déplace. S'imagine-t-on qu'une bourrasque s'est formée sur le névé de Justedal pendant un des mois d'été, les courants d'air, qui lui arrivent des côtés S et O, arrivent de la mer et sont moins échauffés, mais l'humidité relative est relativement grande; du côté E et N il lui est apporté de l'air, qui en arrivant du côté de la terre est plus chaud, mais dont l'humidité relative est plus petite. La quantité absolue de vapeurs, qu'ont les courants, qui arrivent des côtés différents, doit ainsi être à peu près la même, d'où il résulte, que la condensation des différents côtés de la bourrasque est aussi à peu près la même, et que la borrasque ne se déplace ordinairement pas. Si l'on raisonne de la même manière par rapport aux bourrasques, qui ont été crées pendant l'hiver, il résulte, qu'elles se mouvront vers l'O ou le SO, mais il-y-a plusieurs circonstances, qui viennent s'opposer à la formation de bourrasques pendant l'hiver. D'abord le névé de Justedal ne fera à ce temps qu'une partie intégrante de la couverture générale de neige, et puis les bourrasques, qui á ce temps de l'année s'élancent vers les côtes O de Norvège, sont d'une telle force, qu'elles empêcheront sans doute la création d'aucun mouvement tournant indépendant autour du névé, il est bien probable, que le névé effectuera une condensation augmentée dans cet air chaud, qui est toujours amené par une telle bourrasque. Or lorsqu'on observe le cours des isobares pendant les quatre mois, on voit, que leur forme pendant les mois d'août et de septembre (mois, qui appartiennent à la saison chaude) semble indiquer la formation des bourrasques stationnaires autour du névé, tandisque leur forme pendant les mois d'octobre et de novembre (mois, qui appartiennent à la saison plus froide) n'indique qu'un prolongement méridional du grand minimum barométrique, qui se trouve en dehors des côtés O de Norvège.

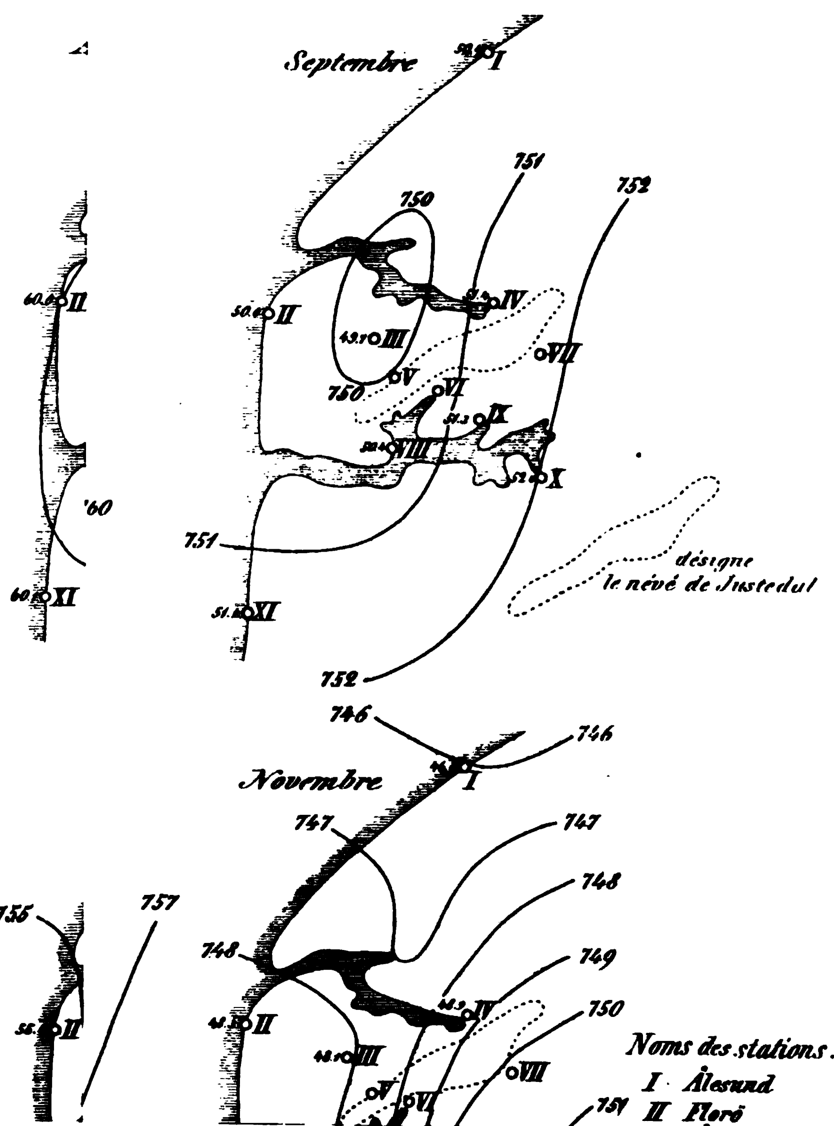
On doit supposer, qu'un névé situé à l'E d'une terre puisse bien souvent donner lieu à la création des bourrasques, qui s'avancent. Ainsi il semble, que beaucoup des bourrasques furieuses, qui traversent l'Islande el la presqu'ile Scandinave, tirent leur origine des masses de neige, qui couvrent le Groenland.

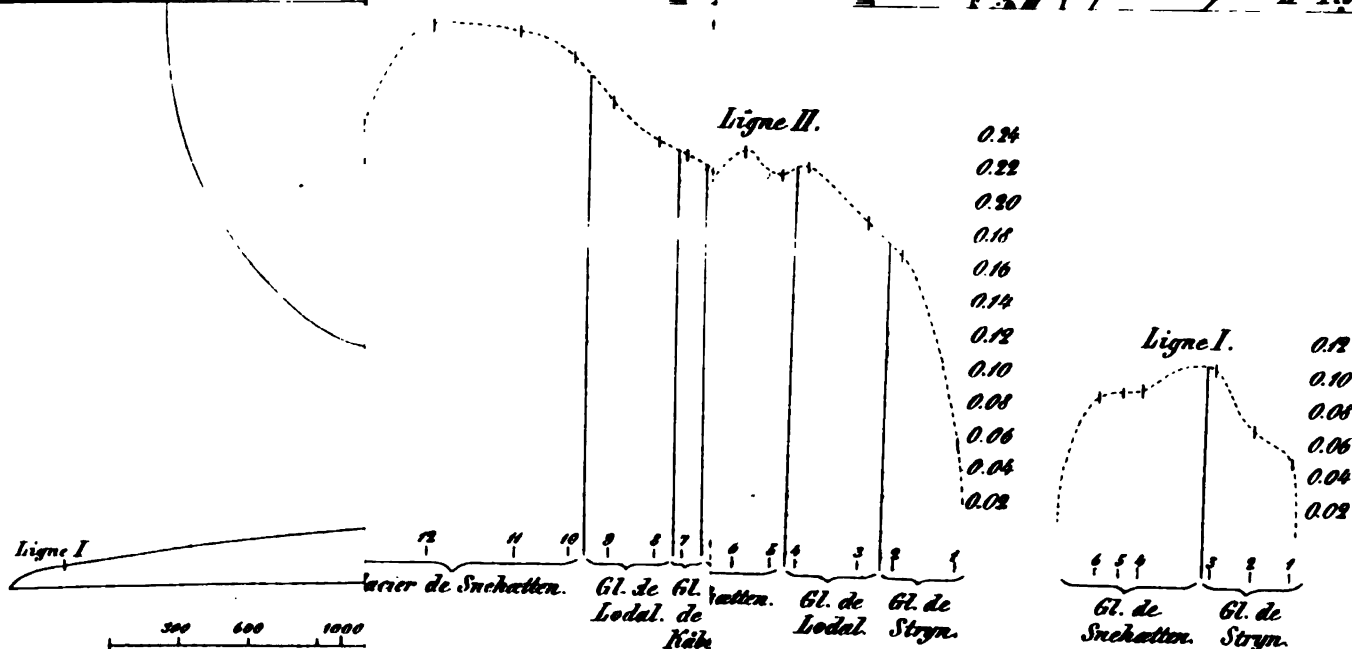


Litr. C.

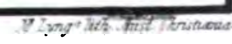


…s barométriques.





LE NÉVÉENTOURS.



de géant.

raine.

2 lieues norvégiennes.

Les 14 mètres.

LE NÉVÉENTOURS.



de géant.

raine.

2 lieues norvégiennes.

Les 14 mètres.

LE NÉVÉENTOURS.



de géant.

raine.

2 lieues norvégiennes.

Les 14 mètres.

LE NÉVÉENTOURS.

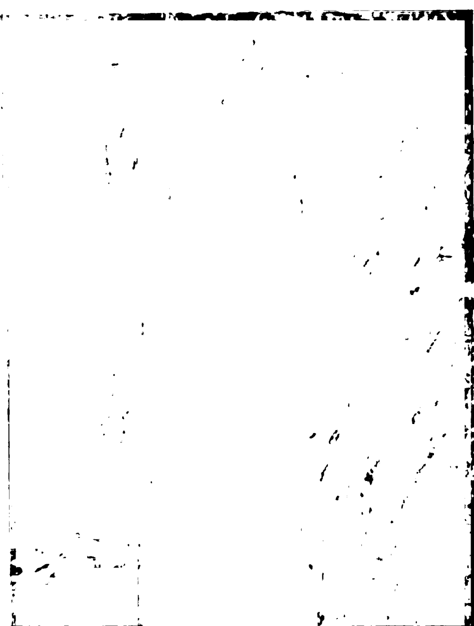


de géant.

raine.

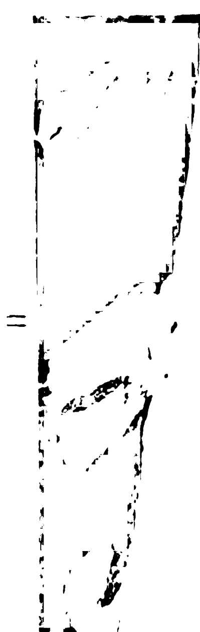
2 lignes norvégiennes.

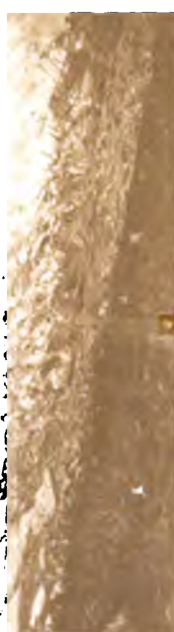
Les 14 mètres.



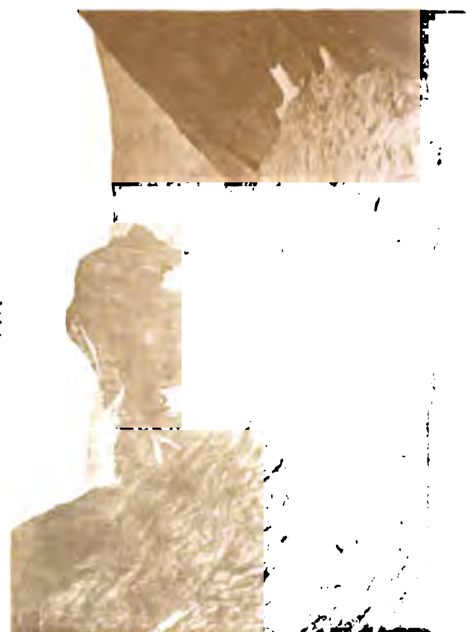


















1870.

